

Bachelorarbeit

Einfluss der atlantischen Meeresoberflächentemperatur auf Niederschläge in Indien und dem Sahel im Kieler Klimamodell

B.Sc., Physik des Erdsystems - Meteorologie, Oceanografie, Geophysik
GEOMAR | Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Momme Claus Hell
Matrikelnummer: 938677

Betreuer: Prof. Dr. rer. nat. Mojib Latif
Prof. Dr. rer. nat. Claus Böning

Beginn: 1. Oktober 2012
Ende: 3. Dezember 2012
Abgabe: 16. November 2012

Abstract

The Sahelian and Indian rainfall is part of climate research for many years. There were wet and dry periods in the Sahel and India in the last century, whose circumstances are not clearly detected, but the observations show a similar timeseries of the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) and the rainfall over the Sahel and India.

The aim was to investigate if these periods could be part of internal climate variability. A 4200 years control run of the Kiel Climate Model was used to analyze the internal precipitation and sea surface temperature variability. All data had been low-pass filtered with a 10 years cutoff-frequency and reduced to summer means to focus on multidecadal scales. EOF-Analyses and box-mean has been taken for further analyses.

The spectrums of the timeseries show significant multidecadal periods of about 80 and 500 years in the AMV and shorter periods of about 40 years in the Pacific Decadal Oscillation (PDO). These frequencies can partly be seen in the spectrum of the Indian rainfall, but not in the spectrum of the Sahelian rainfall. It gets clear, that the monsoon rainfall systems in Africa and India have variability in common, that means, that there are periods of more rainfall in all monsoon areas. A reason for this is perhaps a shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in the boreal summer.

An influence of the North Atlantic Ocean cannot be seen in Sahel nor in Indian rainfall variability. This is a major difference to the observations. Instead, there seems to be a strong influence of the equatorial Oceans on both rainfall areas. A very strong relationship is found between the Sahel and the Equatorial West Atlantic and between India and the Equatorial Central West Pacific.

A surprising result is a very significant relation between the PDO and the monsoon rainfall over India. The significant result shows, that more rainfall over India is related to a positive PDO-period. If this is connected because the influence of the Pacific on the Indian Ocean or because the shift of the ITCZ, remains unclear.

Zusammenfassung

Die Niederschläge in dem Sahel und Indien sind schon länger Gegenstand der Klimaforschung. Im letzten Jahrhundert wurden sowohl lange Dürrephasen als auch Phasen mit viel Niederschlag beobachtet. Interessant ist eine gute Übereinstimmung mit der Atlantischen Multidekadischen Variabilität (AMV).

Um zu untersuchen, ob diese Schwankungen Teil der internen Klimavariabilität sind, wurde ein 4200 Jahre umfassender Kontrolllauf des Kieler Klimamodells auf seine natürliche Variabilität des Niederschlags und der Meeresoberflächentemperatur untersucht. Hierzu wurden die Daten mit einer Grenzfrequenz von $1/10 \text{ Jahr}^{-1}$ tiefpass-gefiltert und auf Mittelwerte des Sommers reduziert, um sich auf die multidekadische (11 bis 100 Jahre) und mehrere hundert jährige Variabilität zu beschränken. Durch EOF-Analysen und Boxenmittel wurden Zeitreihen zur weiteren Analyse gebildet.

Die Varianzspektren zeigen deutliche Perioden bei ca. 80 und 500 Jahren in der AMV sowie kürzere von ca. 40 Jahre in der Pazifisch Dekadischen Oszillation (PDO). Diese Schwingungen lassen sich teilweise in den Spektren des indischen Niederschlags, nicht jedoch in denen des Sahels wiederfinden.

Es wird deutlich, dass die Monsunniederschläge über Asien und Afrika eine gemeinsame Variabilität besitzen und eine Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone im Nordsommer ist wahrscheinlich damit in Verbindung zu bringen. Ein Einfluss des Nordatlantik auf die Niederschlagsvariabilität der Sahelzone oder Indiens ist im Modell nicht zu erkennen. Dies ist ein klarer Unterschied zwischen den Beobachtungen (101 Jahre).

Vielmehr gibt es einen äquatorialen Einfluss auf beide untersuchten Niederschlagsgebiete. Für den Sahel ist ein besonders starker Zusammenhang mit dem äquatorialen Westatlantik und für Indien mit dem westlichen und zentralen äquatorialen Pazifik zusehen.

Ein wichtiges Ergebnis ist, dass ein signifikanter Zusammenhang zwischen der tiefpass-gefilterten Sommer PDO und den Monsunniederschlägen in Indien existiert. Phasen einer stark positiven PDO haben hier mehr Niederschläge über Indien zur Folge haben. Ob dies durch Beeinflussung des indischen Ozeans durch den Nordpazifik oder mit einer Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone verursacht wird, bleibt unklar.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
1.1	Entstehung von Monsunniederschlägen	7
1.2	Wissenschaftlicher Sachstand	9
1.3	Wissenschaftliche Fragestellung	11
2	Daten und Methoden	13
2.1	Daten	13
2.1.1	Messungen	13
2.1.2	Das Kieler Klimamodell	13
2.1.3	Modelldaten	14
2.1.4	Prozessierung	15
2.2	Methoden	17
2.2.1	Spektralanalyse	18
2.2.2	Tiefpassfilterung	19
2.2.3	Empirische Orthogonal Funktion	19
2.2.4	Regression und Korrelation	20
3	Ergebnisse	22
3.1	Niederschlagsmuster im Modell	22
3.2	Zeitreihenanalyse	24
3.3	Zusammenhang mit globalen Niederschlagsmustern	27
3.4	Einfluss der atlantischen Meeresoberflächentemperatur	29
3.5	Einfluss der pazifischen Meeresoberflächentemperatur	30
4	Diskussion	33
5	Ausblick	38
	Abbildungsverzeichnis	38
	Tabellenverzeichnis	39
	Literaturverzeichnis	40
	Anhang	44
	Erklärung	46

1 Einleitung

1.1 Entstehung von Monsunniederschlägen

Monsunniederschläge sind jahreszeitlich bedingte (Stark-)Regenfälle, die in Zusammenhang mit den vorherrschenden Windsystemen (Passate) in den Tropen stehen. Die Lage der Passatwinde wird durch die Lage der innertropische Konvergenzzone (ITKZ) maßgeblich beeinflusst. Sie ist definiert als das Band stärkster Konvergenz durch aufsteigende Luftmassen in Bodennähe, dies ist meist im Sonneneinstrahlungsmaximum der Fall. Die Folge sind starke Konvektionen bis zur Tropopause, die den Antrieb für die Hadley-Zellen geben. Die ITKZ wandert über das Jahr dem Breitengrad stärkster Sonneneinstrahlung mit Verzögerung hinterher und liegt so im Nordsommer an ihrem nördlichsten Punkt und im Nordwinter an ihrem südlichsten. Die Lage der ITKZ wird über den Kontinenten stark durch die Topografie und die Albedo beeinflusst.

Das Klima in der Sahelzone, ein schmales zonales Band über Nordafrika zwischen 12°N und 20°N sowie in den Küstengebieten Indiens ist also durch die Lage der ITKZ geprägt. In den Wintermonaten liegt die ITKZ südlich dieser Gebiete und die Winde der Hadley-Zirkulation erzeugen ein arides Klima (kontinentale Winde aus Nord-Osten).

Wandern nun beide Hadley-Zellen (und damit die ITKZ) dem Ort maximaler Sonneneinstrahlung hinterher, so kommen der Sahel und Indien in Einflüsse der südlichen Hadley-Zelle, was grob eine Umkehr der Windrichtung zur Folge hat. Die nun von den vorgelegerten tropischen Ozeanen kommenden Südwest-Passate regnen die vom Atlantischen bzw. Indischen Ozean aufgenommene Feuchtigkeit aus, dies wird durch die Topografie oder spätestens die Konvektion der ITKZ über dem Land ausgelöst. Die meist starken Niederschläge in den Sommermonaten werden als Monsunniederschläge bezeichnet.

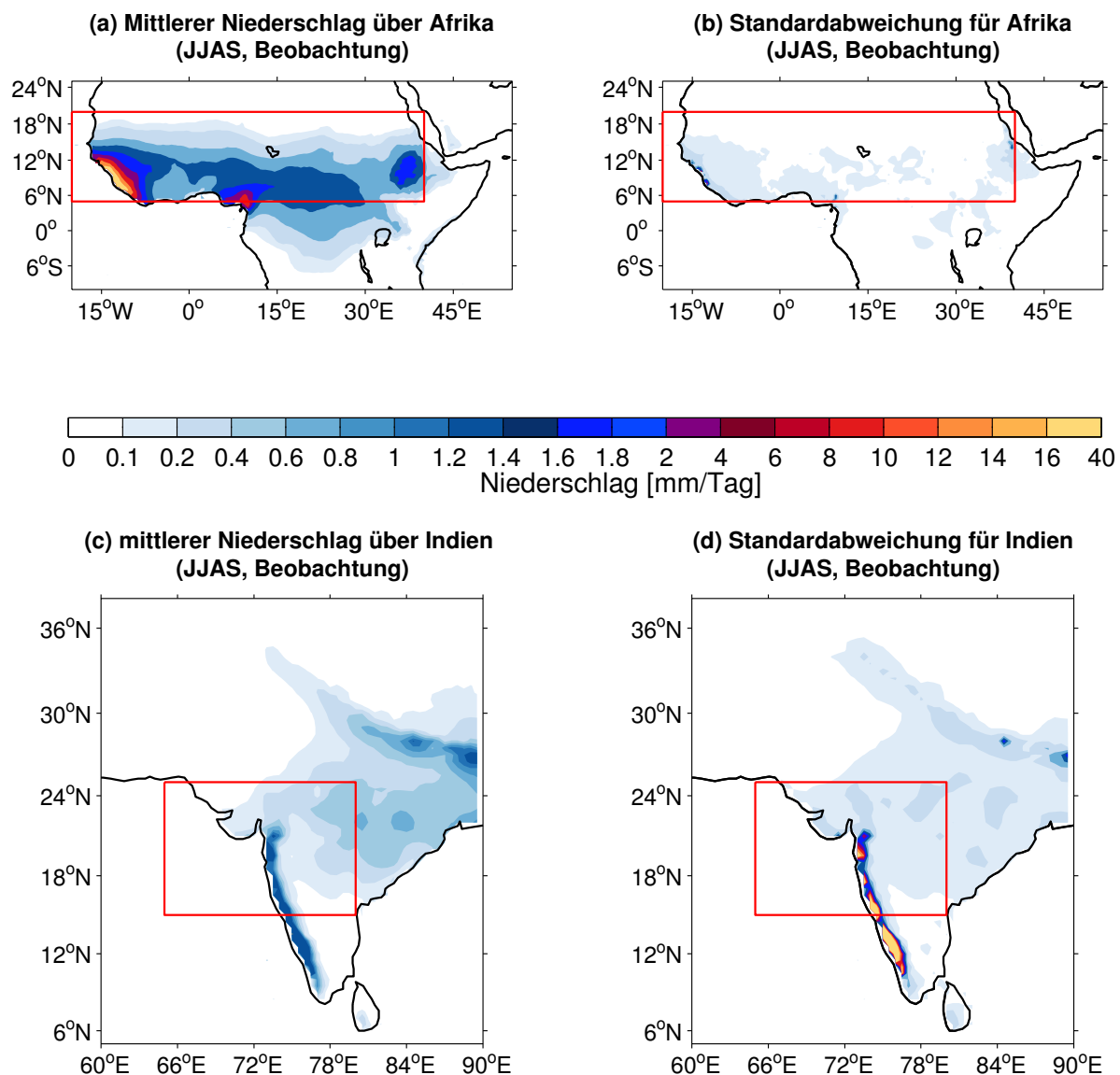


Abbildung 1.1: Überblick über die Niederschlagsvariabilität im Sahel (a und b) und Indien (c und d) aus Beobachtungsdaten 1901-2002 (cru ts 2.1 [Mitchell and Jones, 2005]). (a) Mittel über die Sommermonate Juni bis September (JJAS) der Sahelzone, (b) Standardabweichung über JJAS der Sahelzone, (c) JJAS Mittel über Indien, (d) JJAS Standardabweichung über Indien. Die Indizes des Niederschlages wurden aus dem Boxenmittel für der Sahel (20°O bis 40°O, 5°N bis 20°N) und für Indien (65°O bis 80°O, 15°N bis 25°N) berechnet und sind hier durch rote Boxen gekennzeichnet.

Die geographische Ausbreitung und Stärke der Monsunniederschläge wird also u.a. maßgeblich von der Lage der ITKZ sowie der Menge des durch Verdunstung aufgenommenem Wassers über den Ozeanen bestimmt und hat eine natürliche Variabilität. Allein die Verdunstung hängt von verschiedenen Parametern ab, wie z.B. einfallende Solarstrahlung,

Temperatur, Windgeschwindigkeit, Feuchte der Luft, Stabilität der Luft und Wassernachschub [Macke, 2007].

Ein Überblick über die Verteilung der Niederschläge ist in Abbildung 1.1 zu sehen. Es wird deutlich, dass die Niederschläge in Indien stark topografisch bedingt sind (Westghats). Die Niederschläge im Sahel jedoch haben mehr eine zonale Struktur.

1.2 Wissenschaftlicher Sachstand

Die Schwankungen der Monsunniederschläge über der Sahelzone und Indien spielen eine enorme ökonomische und humanitäre Rolle in den betroffenen Regionen. Im vergangenen Jahrhundert gab es lang anhaltende Dürreperioden im Sahel (1970 bis 1990), aber auch - wie zuletzt 2010 - einzelne Ereignisse mit der Folge von Hungersnöten und Nahrungsmittelknappheit. Ähnliches ist bei den Niederschlägen des indischen Sommermonsuns zu beobachten. Wurde teilweise die Landübernutzung und Desertifikation als Ursache für die zurückgehenden Niederschläge identifiziert [Charney, 1975], so gibt es mittlerweile vielerlei Hinweise, dass die Meeresoberflächentemperatur (SST, sea surface temperature) maßgeblichen Einfluss auf die Variabilität der Niederschläge im Sahel hat [Folland et al., 1986; Rowell et al., 1995].

Eine Reihe von Untersuchungen hat sich seitdem mit der Abhängigkeit der Monsunniederschläge von den Ozeanen beschäftigt. Mehrere Arbeiten belegen sowohl mit Modell- als auch Beobachtungsdaten einen signifikanten Zusammenhang zwischen der SST und den Niederschlägen im Sahel [Biasutti et al., 2008; Held et al., 2005]. Weiterhin gibt es Anzeichen des Einflusses auf die Niederschläge sowohl vom Indik als auch vom Atlantik [Bader and Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Zhang and Delworth, 2006; Shanahan et al., 2009]. Unklar ist jedoch, wie sich die Niederschläge in der Projektion entwickeln. Anzumerken ist, dass sich die Variabilität und damit auch die Abhängigkeiten regional in Nordafrika stark unterscheiden [Ward, 1998].

Der indische Monsun wird häufig mit der SST des Indischen Ozeans verknüpft [Clark et al., 2000; Xu et al., 2012]. Leider ist bei allen Arbeiten, die sich mit Reanalyse-Daten oder mit historisch getriebenen Läufen von Klimamodellen beschäftigen, das Problem der zu

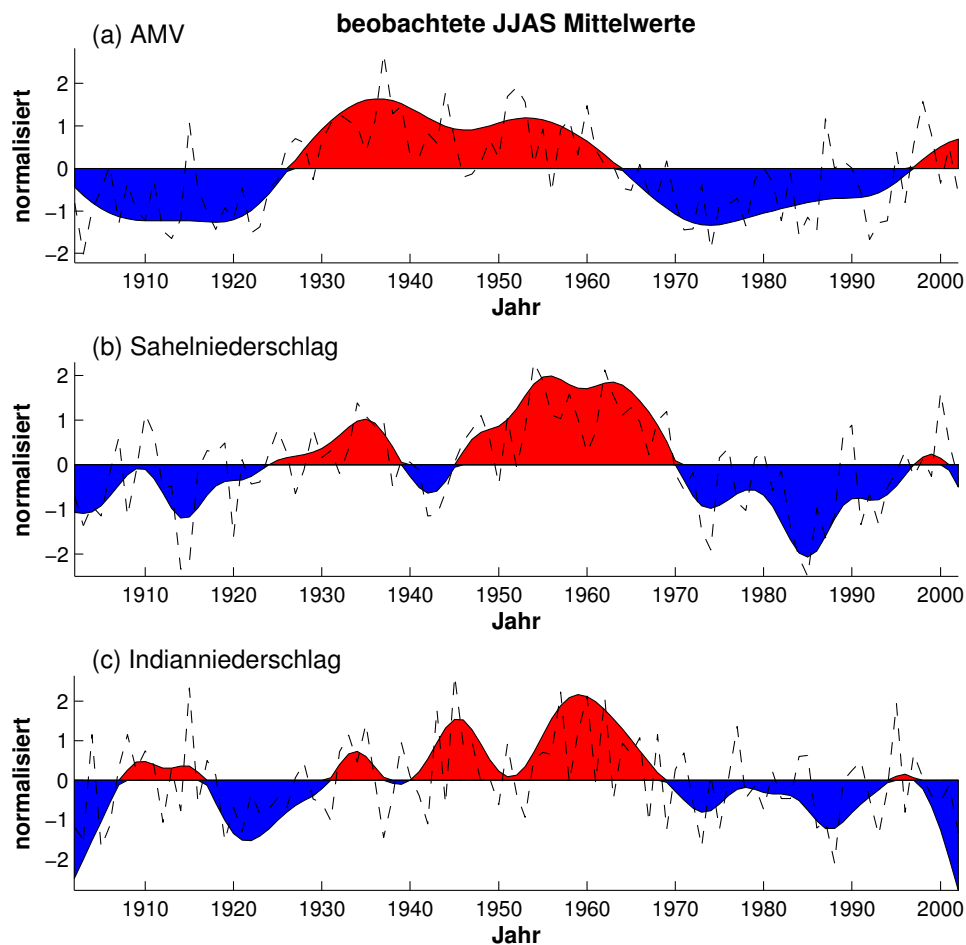


Abbildung 1.2: (a) Die AMV wurde durch das jährliche JJAS Mittel der SST-Beobachtungsdaten (HadISST1 [Rayner *et al.*, 2003]) von 0°N bis 70°N gebildet. (b) Boxenmittel des Sahelniederschlags (siehe Abb.1.1a). (c) Boxenmittel des indischen Niederschlags (siehe Abb.1.1c). Die tiefpass-gefilterten Daten entsprechen der durchgezogenen Linie, die ungefilterten Daten der gestrichelten Linie. Die Daten wurden mit ihren jeweiligen Standardabweichungen normiert (AMV: 0.2 °C, Sahelniederschlag: 0.24 mm/Tag und Indianniederschlag: 0.59 mm/Tag).

kurzen Beobachtungszeiträume für die Untersuchung langfristige Veränderungen kaum zu lösen. Deshalb kann auch kaum eine Aussage darüber getroffen werden, ob die beobachteten Schwankungen im Sahel und Indien eindeutig auf Variabilitäten verschiedener Ozeane zurückzuführen sind, geschweige denn ein anthropogener Anteil in den Schwankungen des 20. Jahrhunderts ausgemacht werden kann.

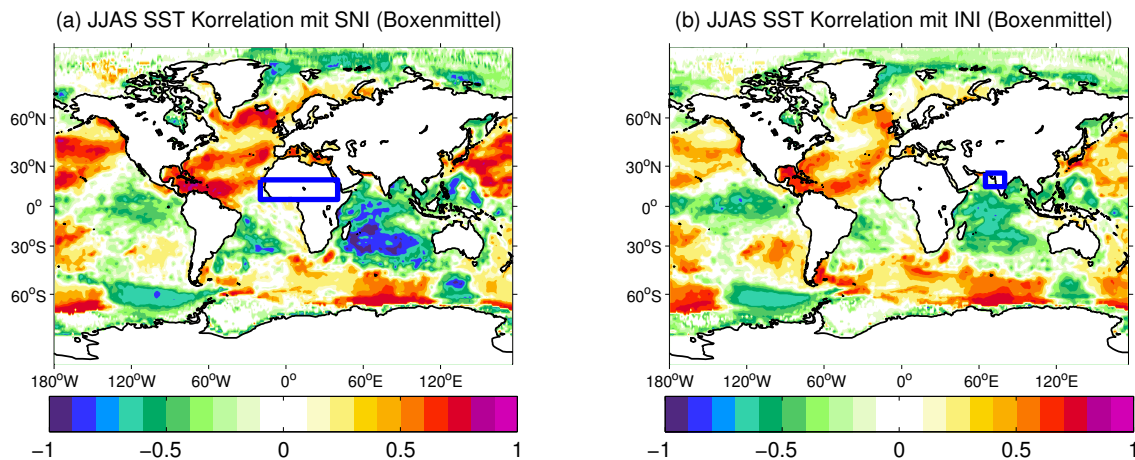


Abbildung 1.3: Korrelation der Sommer (JJAS) SST in der Beobachtung auf den (a) Sahel-Niederschlagsindex (SNI, blaue Box) und (b) Indien-Niederschlagsindex (INI, blaue Box). Jeder Datenpunkt wurde vor der Berechnung trend-bereinigt und tiefpass-gefiltert (siehe Abschnitt 2.2). Die Farbskala entspricht Intervallen von 0,1.

1.3 Wissenschaftliche Fragestellung

Um eindeutige Aussagen über die internen Zusammenhänge auf multidekadischen Zeitskalen zu treffen, müssen Zeiträume betrachtet werden, die um ein Vielfaches länger sind als die zu untersuchenden Perioden. Des Weiteren gibt es aus den Beobachtungen und Modellierungen des Klimas im 20. Jahrhundert [Zhang and Delworth, 2006] deutliche Anzeichen dafür, dass die AMV einen starken Einfluss auf die Monsunniederschläge hat.

Abbildung 1.2 zeigt die tiefpass-gefilterten Sommerniederschläge der Beobachtungsdaten des 20. Jahrhunderts. Der zeitliche Verlauf des Indien- und Sahelniederschlags (Boxenmittel) zeigt deutliche Übereinstimmungen mit der Atlantischen Multidekadischen Variabilität (AMV). Es finden sich die negativen Phasen (1901 bis 1925 und 1970 bis 1998) sowie die positive Phase (1925 bis 1970) in guter Übereinstimmung zueinander. Außerdem scheint es noch eine Periode von ca. 15 Jahren in den Niederschlagsdaten zu geben. Der Zusammenhang zwischen AMV sowie Sahel- und Indienniederschlag wird bei der Korrelation der Niederschlagsindizes mit der SST (Abb. 1.3) weiter verdeutlicht. Es ist eine gute Korrelation zu fast allen tiefpass-gefilterten Meeresoberflächentemperaturen der Ozeanbecken zu beobachten. Besonders auffällig ist die hohe negative Korrelation mit dem Indischen Ozean und auch dem Nordatlantik. Zusammenfassend machen Zhang and

Delworth [2006] deutlich, dass die AMV sowohl in den Beobachtungen als auch im Modell (GFDL CM2.1) Einfluss auf die Niederschläge in multidekadischen Zeitskalen im 20. Jahrhundert hat.

Die AMV konnte in der Vergangenheit schon mit mehreren lokalen Klimaphänomenen verknüpft werden [*Knight*, 2009] und ist unter Umständen durch ihren Zusammenhang mit der thermo-halinen Zirkulation für wenige Jahrzehnte vorhersagbar. [*Knight et al.*, 2005; *Latif et al.*, 2006]. Mangelnde Aufzeichnungen der Tiefseetemperaturen machen dies aber momentan nur schwer möglich.

So wurde im Folgenden der Niederschlag und die SST in einem Kontrolllauf über 4200 Jahre des Kieler Klimamodells (KCM, Kiel Climate Model) untersucht, um den Einfluss der natürlichen Variabilität der Ozeane, insbesondere des Nordatlantiks auf die Monsunniederschläge im Sahel und Indien auf multidekadischen bis hundertjährigen Zeitskalen festzustellen. Sollte man den Ozeanen ein Einfluss auf die tieffrequente Niederschlagsvariabilität nachgewiesen, so ist der anthropogene Anteil an der Veränderung der Niederschläge wiederum in Frage zu stellen, da dann die Trockenphasen im letzten Jahrhundert durchaus als interne Variabilität erklärt werden könnten.

2 Daten und Methoden

2.1 Daten

2.1.1 Messungen

Es wurden zwei Renanalyse-Datensätze herangezogen, um die Modelldaten vergleichen zu können. Die Niederschlagsdaten (siehe Abb. 1.1 und 1.2) wurden vom CRU TS 2.1 des Climatic Research Unit, University of East Anglia [Mitchell and Jones, 2005] genommen und lagen in einem $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitter von 1901 bis 2002 in Monatsmittelwerten (nur über Land) vor. Diese wurden in mm/Tag umgerechnet. Der CRU TS-Datensatz arbeitet mit verschiedensten historischen Stationsdaten, die nach einem bestimmten Verfahren ausgewählt und interpoliert wurden.

Die Beobachtungsdaten der SST wurden aus dem HadISST1-Datensatz des Met Office Hadley Centre for Climate Change in einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ von 1871 bis 2012 genommen [Rayner et al., 2003]. Dies ist ebenfalls ein Reanalyse-Datensatz, der auf verschiedensten Messungen (Schiffsmessungen, Bojen, Radiosondenmessungen) der oberen Meerestemperatur beruht.

2.1.2 Das Kieler Klimamodell

Grundlage der Arbeit ist das Kieler Klimamodell (KCM, Kiel Climate Model), welches im Detail bei Park et al. [2009] beschrieben wurde. Das KCM des GEOMAR ist das Atmosphärenmodell ECHAM5 (5. Generation des General Circulation Models ECHAM des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg) [Roeckner et al., 2003] gekoppelt mit dem Ocean-Eis-Zirkulationmodell NEMO [Madec et al., 1998; Madec, 2008] durch den Koppler OASIS3 [Valcke, 2006], wobei keine Art der Flusskorrektur benutzt wurde.

Die Auflösung des Atmosphärenmodells ist T31 ($3.75^\circ \times 3.75^\circ$) mit 19 vertikalen Stufen. Die Auflösung des Ozeanmodells ist basierend auf einem 2° -Mercatorgitter im Mittel 1.3° mit einer verbesserten Auflösung am Äquator von 0.5° und 31 Vertikalen Stufen. Die Modelle rechnen mit unterschiedlichen Zeitintervallen (2400 Sekunden für das ECHAM5 und 5760 Sekunden für NEMO), wobei die Kopplung einmal pro Tag vorgenommen wird. Das Verhalten dieses Modelllaufs des KCM ist u.a. in *Park et al.* [2009] sowie in *Park and Latif* [2008, 2010] untersucht worden.

2.1.3 Modelldaten

Untersucht wurde der P86-Lauf des KCM, der zur Analyse der internen Variabilität auf interannualen bis tausendjährigen Zeitskalen berechnet wurde. Es wurden externe natürliche Faktoren, wie Sonneneinstrahlung, Milankovics-Zyklen und CO_2 -Gehalt konstant gehalten. Die Daten wurden über 6699 Modelljahre berechnet, wobei die ersten 2499 Jahre dazu dienten, das Modell in einen Gleichgewichtszustand zu bekommen. Es werden also eine 4200 Jahre umfassende Zeitserien des Niederschlags und der SST untersucht.

Die Daten der SST im Modell sind die Werte des obersten horizontalen Gitters des Ozeanmodells. Diese entsprechen der mittleren Temperatur der obersten Schicht (10m) und somit liegt der Gitterpunkt in fünf Metern Tiefe. Die SST im Modell ist also bei weitem nicht die Temperatur der laminaren Oberflächenschicht des Ozean, sondern entspricht der mittleren Temperatur der oberen Vermischungsschicht des Ozeans in Grad Celsius ($^\circ C$). Da hier sehr großskalige Prozesse in Sommer-Jahresmitteln untersucht werden, ist diese Information ausreichend.

Die Niederschlagsdaten liegen in Monatsmittelwerten für jeden Gitterpunkt in $kg/(m^2 sec)$ vor und geben den Nettoeintrag der Atmosphäre auf den Boden bzw. den Ozean an. Durch Multiplikation mit 86.400 ($60 sec * 60 min * 24 Stunden$) wurde die Einheit in mm/Tag (pro Einheitsfläche) umgerechnet.

Zum Vergleich mit den Beobachtungsdaten ist in Abbildung 2.1 das Mittel und die Standardabweichung des Niederschlags der Modelldaten im Untersuchungsgebiet dargestellt. Es ist gut zu sehen, dass die Niederschläge und Variabilität im Modell über den Ozeanen am größten ist. Leider kann dies mangels Messungen nicht mit Beobachtungen verglichen

werden. Die Ausbreitung der Niederschläge über dem Sahel wird im Modell im Mittel qualitativ richtig dargestellt. Über Indien werden die Niederschläge auf Grund der groben Auflösung der Topografie jedoch nicht richtig wiedergegeben.

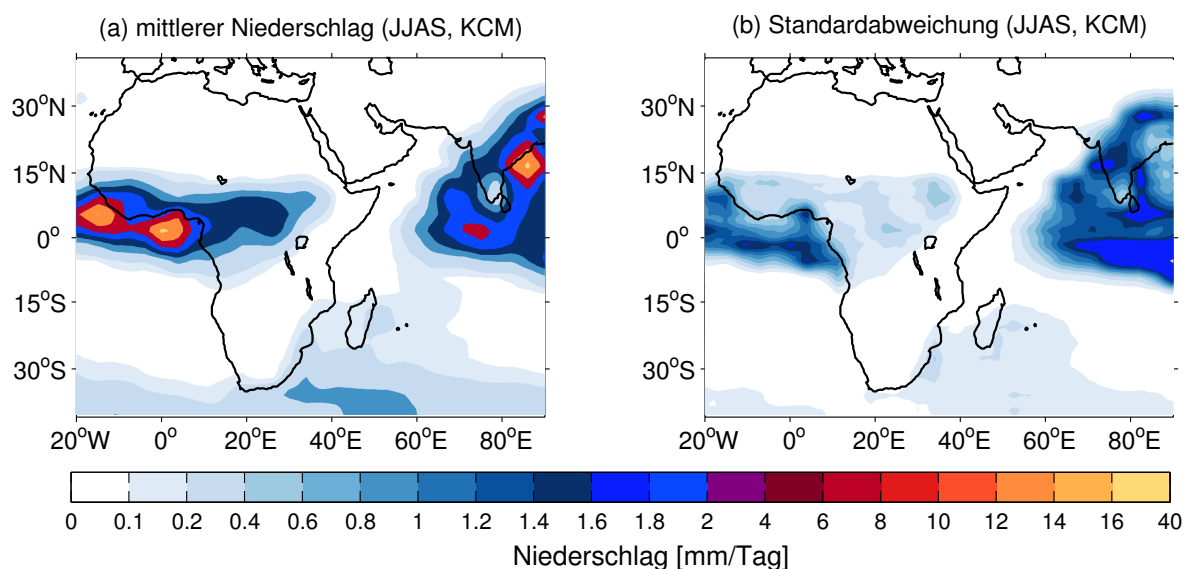


Abbildung 2.1: Überblick über die Niederschlagsvariabilität im Modell über eine Zeitspanne von 4200 Jahren. (a) Mittel über die Sommermonate Juni bis September (JJAS), (b) Standardabweichung über JJAS.

2.1.4 Prozessierung

Niederschlagsdaten im Modell

Zunächst wurde das Mittel über die Sommermonate (Juni bis September, JJAS) der monatlichen Niederschlagsdaten gebildet. Anschließend wurde der Mittelwert abgezogen und mit einem Polynom vierten Grades der Trend entfernt, um für die weitere Analyse Anomalien zu erzeugen. Bei der Trendbereinigung wurde ein höheres Polynom gewählt, da so eine im Modell bekannte Drift herausgefiltert werden konnte [Park et al., 2009]. Anzu-merken ist, dass ein Polynom vierten Grades auf 4200 Jahre die für die weitere Analyse interessanten Frequenzen nicht beeinflusst. Anschließend wurden die Daten so tiefpass-gefiltert, dass Perioden kleiner als 10 Jahre nicht mehr in den Daten vorhanden waren (siehe Abschnitt 2.2.2).

Mit den nun vorliegenden tiefpass-gefilterten jährlichen Anomalien der Sommermonate (JJAS) wurden für Afrika und Indien eine EOF-Analyse der Niederschläge über Land durchgeführt und die PC der ersten EOF als Indien-Niederschlagsindex (INI) und Sahel-Niederschlagsindex (SNI) definiert. Für die weitere Analyse wurden diese mit dem Niederschlag selbst und der SST regressiert und korreliert.

Niederschlagsdaten der Beobachtung

Die Beobachtungsdaten wurden generell in derselben Art und Weise wie die Modell-daten prozessiert. Allerdings wurde aufgrund der kürzeren Zeitspanne (101 Jahre) nur ein Polynom ersten Grades (Gerade) zur Trendbereinigung genutzt. Der Einfachheit halber wurde für die Erstellung der Zeitreihen (Abb.1.2) nur das Boxenmittel über dem Sahel und Indien (zu sehen in Abb. 1.1) verwendet und keine EOF-Analyse durchgeführt. Die EOF der Beobachtungen sind im Vergleich zu den Modell-EOF in Abbildung 3.1 zu sehen.

Daten der Meeresoberflächentemperatur im Modell

Zur Berechnung der Atlantisch Multidekadischen Variabilität (AMV) wurde für die KCM-Daten zunächst das Mittel über die Sommermonate (JJAS) der ungefilterten Daten, dann das räumliche Mittel aller Datenpunkte des Atlantiks von 0°N bis 70°N berechnet und anschließend, wie bei den Niederschlagsdaten, mit einem 4. Polynom trend-bereinigt und die Tiefpassfilterung angewandt. Da die zeitliche und räumliche Mittelung von einander unabhängig sind, konnte die Reihenfolge vertauscht werden, was die Berechnung beschleunigte.

Weiter wurde zur Definition des PDO-Index (Pazifisch Dekadische Oszillation) mit den SST-Daten des Pazifiks von 0° bis 70°N analog zu den Niederschlagsdaten verfahren: Es wurden trend-bereingte Anomalien gebildet, diese tiefpass-gefiltert und ebenfalls eine EOF-Analyse durchgeführt. Das PC des ersten EOF (Anhang Abb.1) wird als PDO-Index definiert und zur weiteren Regression und Korrelation herangezogen. Eine genauere Beschreibung der PDO in diesem Modellauf des KCM ist in *Park and Latif* [2010] zu finden.

Index	zonal	meridional
TNA	15°W - 55°W	5°N - 25°N
TSA	30°W - 10°O	20°S - 0°
Indic	35°O - 110°O	20 °S - 32°N

Tabelle 2.1: Definition der Boxenindizes der Modell SST

Zum Vergleich mit den Niederschlagsindizes wurden außerdem noch einfache Boxenmittel der tiefpass-gefilterten Daten gebildet. Die Definition der Indizes tropischer Nordatlantik (TNA), tropischer Südatlantik (TSA) und indischen Ozeans ist in Tabelle 2.1 zu finden.

Daten der Meeresoberflächentemperatur der Beobachtung

Der AMV-Index der Beobachtungsdaten (0°- 70°N) wurde analog zu den Modelldaten mit der Ausnahme gebildet, dass nur ein Polynom ersten Grades zur Trendbereinigung verwendet wurde. Auch in diesem Datensatz waren keine Werte für Eis vorhanden. Zur weiteren Analyse wurde hier wie bei allen anderen Datensätzen die Zeitreihe jedes Datenpunktes tiefpass-gefiltert.

2.2 Methoden

Zur Auswertung der Daten wurde das Programm MATLAB (MATrix LABoratory) verwendet. Dieses ermöglicht die mathematische Berechnung und Darstellung der Datensätze (Matlab [2012a]). Weiter wurden die Climate Data Operators (CDO) des Max-Planck-Instituts der Meteorologie in Hamburg in den ersten Schritten der Analyse genutzt [*Schulze et al.*, 2004]. Dies ist ein auf Kommandozeilen basiertes Programmpaket speziell zur Bearbeitung von Klimadaten.

Um die Vergleichbarkeit der SST und des Niederschlags in den Sommermonaten (JJAS) auf multidekadischen bis hundertjährigen Zeitskalen zu gewährleisten, mussten die Daten einheitlich berechnet werden. Die angewandten Methoden werden im Folgenden kurz erläutert.

2.2.1 Spektralanalyse

Um die in einer Zeitreihe vorhandenen Periodizitäten darzustellen, bedient man sich der (diskreten) Spektralanalyse. Setzt man voraus, dass stationäre Variabilitäten in einer Zeitserie vorhanden sind, kann man diese mit Hilfe der Fourier-Transformation in eine spektrale Darstellung überführen. Die Zeitserie x geht also von $x(t)$ in $X(\omega)$ über (t Zeit, ω Frequenz). X steht hier für die fourier-transformierte Funktion. Das Powerspektrum (PSD , power spectral density) einer Zeitserie ist nun als die Fourier-Transformierte der Autokorrelationsfunktion definiert und kann nach Rechenregeln geschrieben werden als $PSD(\omega) = |X(\omega)|^2$ [Bath, 1974; Storch and Zwiers, 2001]. Für Zeitreihen ist die PSD gleichbedeutend mit der Varianz und wird deshalb häufig als Varianzspektrum bezeichnet.

Teil der Spektralanalyse ist die Berechnung des auto-regressiven Prozesses 1. Ordnung (AR1-Prozess). Auto-regressive Prozesse beschreiben die Abhängigkeit einer Funktion F_t vom Zeitschritt F_{t-1} zu einem gewissen Anteil (der Dämpfung α_1), sowie von einem externen Antrieb Z_t (weißes Rauschen) und der Drift α_0 (hier = 0). Es gilt:

$$F_t = \alpha_0 + \alpha_1 F_{t-1} + Z_t \quad (2.1)$$

[Storch and Zwiers, 2001]

Der Verlauf der Funktion hängt also vom Zufall (externer Antrieb) und dem vorangegangenen Zeitpunkt ab. Die Funktion hat sozusagen ein Gedächtnis. Nach dem stochastischen Klimamodell ist der externe Antrieb meist ein weißes Rauschen (die Varianz ist auf alle Frequenzen gleich verteilt) und der AR1-Prozess ein rotes Rauschen (Varianz ist in den tiefen Frequenzen angehoben) [Storch and Zwiers, 2001]. Der AR1-Prozess ist damit dort stärker, wo die Varianz größer ist (tiefe Frequenzen).

Das Vertrauensintervall gibt die Wahrscheinlichkeit an mit der die Varianz einer Frequenz nicht mehr Teil des AR1-Prozesses ist, sondern ein signifikantes Signal.

2.2.2 Tiefpassfilterung

Eine Zeitserie variiert auf verschiedenen Zeitskalen und kann als eine Überlagerung unendlich vieler Schwingungen verschiedener Frequenzen angesehen werden. Folglich ist es möglich, die Zeitserien nicht im Zeitraum, sondern auch im Frequenzraum als Varianz abhängig von der Frequenz darzustellen (siehe Spektralanalyse Abschnitt 2.2.1). Um nun Schwankungen auf langen Zeitskalen zu analysieren, ist es sinnvoll, die hohen Frequenzen herauszufiltern. Dies geschieht in dieser Arbeit mit einer Tiefpassfilterung von 10 Jahren. Eine ideale Filterung wäre ein abruptes Abschneiden der Frequenzen bei $1/10 \text{ Jahr}^{-1}$ (Rechteck-Fenster). Da dies starke Verzerrungen des Frequenzspektrums erzeugen würde (Gibbsche-Phänomen), werden oft spezielle Fensterfunktionen zur Filterung verwendet. In diesem Fall wurde mit einem Hamming-Fenster jede Zeitserie so gefiltert, dass bei einer Frequenz von $1/10 \text{ Jahr}^{-1}$ die Amplitude um 50% (-3 db) abgefallen und schließlich bei ca. $1/9 \text{ Jahr}^{-1}$ Jahren nicht mehr vorhanden ist. Die Endergebnisse sind nicht sehr sensitiv gegenüber Veränderung einzelner Parameter, wie z.B. der Anzahl der Datenpunkte der Fenster oder ähnliches.

2.2.3 Empirische Orthogonal Funktion

Die Empirische Orthogonal Funktion (EOF) ist eine mathematische Methode um zwei- oder drei-dimensionale Matrizen einer bestimmten Zeitspanne in räumliche und zeitliche Muster aufzuteilen. Dafür bedient sich die EOF der Eigenwertzerlegung der Kovarianzmatrix R aus der Matrix von Gitter- und Zeitpunkten F (Zur Berechnung dürfen nur zeitlichen Anomalien vorliegen). Das zu lösende Eigenwertproblem ergibt eine Matrix C mit c_i Eigenvektoren. Jeder Eigenvektor bildet ein EOF, die dazugehörigen Eigenwerte λ_i sind ein Maß für die erklärte Varianz. Die Eigenvektoren c_i sind unkorreliert im Raum, d.h. sie stehen im Raum orthogonal aufeinander [Navarra and Simoncini, 2010; Björnsson and Venegas, 1997].

Es gilt also:

$$F = n \times m \quad (2.2)$$

$$R = F^T F \quad (2.3)$$

$$RC = C\Lambda \quad (2.4)$$

mit n Zeitschritten und m Gitterpunkten und Λ als Diagonalmatrix der Eigenwerte λ_i .

Um den zeitlichen Verlauf (principal component, PC) einer EOF zu bekommen, muss der Eigenvektor c_i noch mit dem Feld F multipliziert werden. Die Vektoren a_i bilden dann die dazu gehörigen PC der EOF und sind dann unkorreliert in der Zeit.

$$\vec{a}_i = F\vec{c}_i \quad (2.5)$$

Das Ergebnis dieser Berechnung ist die Zerlegung jedes Zeitschrittes in verschiedene Muster (EOF). Die Summe der EOF multipliziert mit den zum jeweiligen Zeitpunkt gegebenen Werten der PC ergibt wieder das ursprüngliche Muster des Zeitschrittes. Die PC sind mit der Standardabweichung normiert und haben somit keine Einheit, während die EOF die Einheit des Daten (hier °C) besitzen. Der entscheidende Punkt ist, dass die erste EOF die größte erklärte Varianz der Zeitserie hat und damit das am häufigsten auftretende räumliche Muster ist. Die nachfolgenden EOF sind dann weiter nach ihrer erklärten Varianz sortiert.

Der Vorteil dieser Methode ist nun, Zeitserien (PC) von Verteilungen einer Variable (z.B. in dieser Arbeit dem Niederschlag) relativ unabhängig vom Ausschnitt der Daten zu erzeugen und gleichzeitig andere Variabilitäten (Muster) im selben Gebiet auszuschließen und so ein gutes Signal des gewünschten Musters (hier Sahel- und Indienniederschlag, sowie die PDO) zu generieren.

2.2.4 Regression und Korrelation

Um einen Zusammenhang zwischen zwei Datensätzen - respektive Zeitreihen oder Muster - festzustellen, benutzt man häufig die Methoden der Regression und Korrelation. Der einheitenlose Korrelationskoeffizient r ist ein Maß für die Übereinstimmung zweier Datensätze. Er setzt sich aus der Kovarianz der beiden Zeitreihen normiert mit den Standardabweichungen beider Größen (siehe Abb. 2.2.4) zusammen. r^2 gibt die erklärte Varianz an, die durch den korrelierten Datensatz erklärt werden kann.

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.6)$$

[Bronstein et al., 2001]

Ist $r = 1$, sind beide Datensätze identisch und man spricht von Korrelation. Mit $r = -1$ sind beide Datensätze antikorreliert, d.h. die Variabilität der einen Daten läuft genau entgegengesetzt der Variabilität der Anderen. Bei einem Koeffizienten von $r = 0$ gibt es keinen Zusammenhang zwischen den Datensätzen [Weltner, 2008].

Der Regressionskoeffizient m ist die Steigung der Ausgleichsgeraden zweier Datensätze (Datensatz 2 wird auf Datensatz 1 regressiert) und gibt an, wie hoch die Abhängigkeit zwischen diesen beiden Parametern ist. Die Regressionsgerade wird durch Minimierung der Summe der Quadrate vom Abstand zwischen Gerade und Datenpunkten erzeugt [Bronstein et al., 2001]. Bei einer starken Steigung gibt es große Änderungen in der Einheit [Datensatz1]/[Datensatz2]. Ist die Steigung gering, so ist die Variabilität des regressierten Datensatzes gering. Eine gute Korrelation zwischen zwei Datensätzen ist also erst dann von Bedeutung, wenn auch die Regression so groß ist, dass ein merklicher Teil der Varianz durch diesen linearen Zusammenhang erklärt werden kann.

Um festzustellen, ob Regression und Korrelation signifikant sind, werden sogenannte t-Tests verwendet. Hier werden Nullhypothesen (Schwellwerte) für die Korrelation bzw. Regression aufgestellt, die abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade und dem gewünschten Signifikanzniveau sind [Storch and Zwiers, 2001]. Überschreitet der t-Wert (errechnet aus Länge und Varianz der Zeitserie sowie des Korrelations- bzw. Regressionskoeffizienten) diesen Schwellwert, so ist das Ergebnis auf diesem Niveau signifikant. Derartige Ergebnisse sind auf Grund der langen Zeitserie in der vorliegenden Arbeit häufig erreicht.

3 Ergebnisse

3.1 Niederschlagsmuster im Modell

Die erste EOF der tiefpass-gefilterten Modelldaten über Afrika ergibt die Niederschlagsmuster über dem Sahel in guter Näherung (Abb. 3.1a). Im Vergleich mit der EOF der Beobachtungsdaten (Abb. 3.1b) ist das charakteristische Band zwischen 5°N bis 15 °N über Afrika durch das Modell gut charakterisiert, auch wenn die topografisch bedingten Niederschläge an den Küsten vom Modell nicht korrekt wiedergegeben werden können.

Auch die erste EOF des Niederschlags über Indien in Abbildung 3.1c ergibt den Monsunniederschlag und entspricht in etwa den Gebieten starker Variabilität über Land (vgl. Abb. 2.1b). Die auf die Küste fokussierten Niederschläge der Beobachtungen (vgl. Abb.1.1 und Abb.3.1d mit Abb.3.1c) werden vom Modell nur schlecht wiedergegeben. Dies ist auf die grobe Auflösung von $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ (ca. 66 km) des Modells zurückzuführen, die die Topografie der Westghats nicht abbilden kann und so im Modell kein Ausregnen der feuchten Luft an der Küste erzwungen wird. Die EOF der indischen Niederschläge ist allgemein stärker als die über dem Sahel, weil der Monsun dort eine größere Variabilität besitzt.

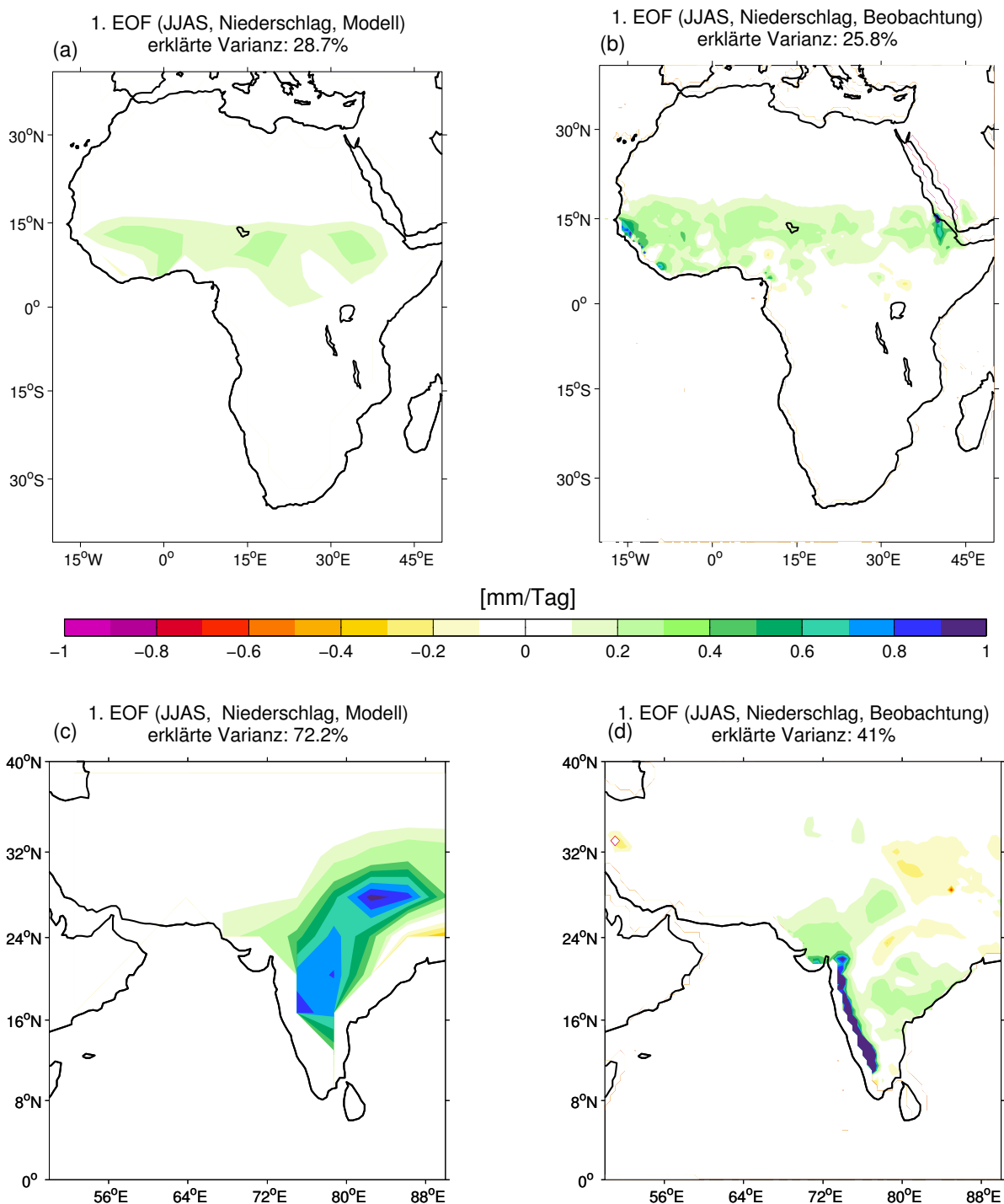


Abbildung 3.1: führende EOF des Niederschlags aus Modelldaten (a & c) und Beobachtungsdaten (b & d). Für Afrika wurde ein Ausschnitt von 20°W bis 50°O und 40°S bis 40°N (a & b), für Indien von 50°W bis 90°W und 0° bis 40°N (c & d) für die EOF-Analyse gewählt. Die Daten wurden vor der EOF-Analyse trend-bereinigt, tiefpass-gefiltert sowie mit der Land-See-Maske ausgeschnitten. Die Farbskala entspricht Intervallen von 0,1.

3.2 Zeitreihenanalyse

Die PC der abgebildeten Modell-EOF werden nun als Sahel-Niederschlagsindex (SNI) und Indien-Niederschlagsindex (INI) definiert und stellen die tiefpass-gefilterte Variabilität in den entsprechenden Gebieten mit Perioden größer als 10 Jahre dar. Sie sind in Abbildung 3.2 zusammen mit der AMV (Anomalie der mittleren SST des Atlantiks von 0° bis 70°N) und der PDO (PC der 1. EOF des Pazifiks von 0° bis 70°N) zusehen und bilden die Grundlage weiterer Analysen. Um eine bessere Vergleichbarkeit zu schaffen, wurden die Zeitreihen mit ihren jeweiligen Standardabweichungen normiert (AMV: 0.12°C , PDO: 0.73°C , SNI: 0.54 mm/Tag und INI: 0.85 mm/Tag). Die Standardabweichungen sind etwas größer als in den Beobachtungen. Da sowohl Anomalien gebildet als auch alle Zeitreihen trendbereinigt wurden, schwanken die Werte in Abbildung 3.2 erwartungsgemäß innerhalb von 2 Standardabweichungen und sind allgemein gaußverteilt. Eindeutige Perioden sind allerdings nicht auszumachen.

Um einen besseren Eindruck der vorhandenen Daten zu bekommen, wurden in Abbildung 3.3 die Frequenzspektren dargestellt. Allgemein zeigen die Spektren der SST (Abb. 3.3 a und b) das erwartete rote Spektrum mit einem Abfall bei einer Periode von ca. 25 Jahren (siehe rote Linie des auto-regressiven Prozesses 1. Ordnung). Bei den Niederschlagsindizes ist der Abfall bei ca. 10 Jahren zu beobachten (Abb. 3.3 c und d). Es ist zu vermuten, dass die Variabilität der Niederschläge von den tiefen Frequenzen der Ozeane beeinflusst werden. Ebenso kann das rote Spektrum auch durch die Wärmespeicherung des Landes zustande kommen.

Das Spektrum der AMV zeigt Signale über dem Signifikanzniveau von 95% bei Perioden von 45, 60, 77 bis 82 sowie ca. 500 Jahren (Abb. 3.3 a). Mehrere Arbeiten haben gezeigt, dass prominente Perioden von ca. 45 bis 100 Jahren in der AMV auftauchen [Knight, 2009; Delworth and Mann, 2000; Shanahan et al., 2009]. Park and Latif [2008] beschreiben Schwingungen von sowohl multidekadischen (50 -100 Jahre) als auch von mehreren hundert Jahren Länge (300-400 Jahre) in der meridionalen Umwälzbewegung (MOC, Meridional Overturning Circulation) des KCMs. Geht man nach Knight et al. [2005], die einen Zusammenhang zwischen thermo-haliner Zirkulation (THC) und der AMV in einem ähn-

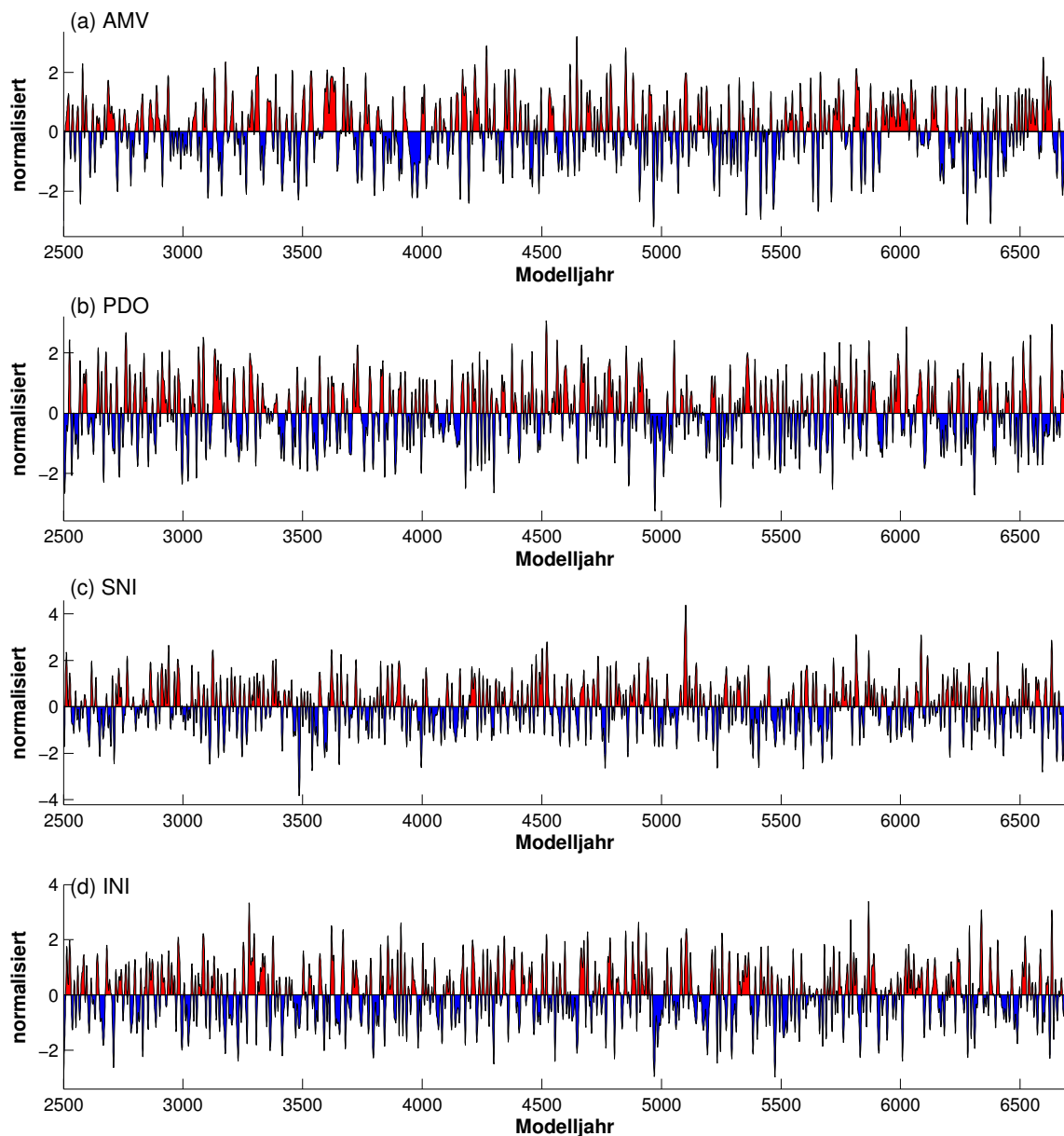


Abbildung 3.2: Zeitliche Darstellung von AMV (a), PDO (b), Sahel-Niederschlagsindex (SNI, c) und Indien-Niederschlagsindex (INI, d). Alle Zeitreihen sind die tiefpass-gefilterten Anomalien des Boxenmittels der AMV (a) bzw. der PC der 1. EOF (b bis d). Die Korrelation der Indizes ist in Tabelle 4.1 zu sehen.

lichen Kontrolllauf (HadCM3, 1400 Jahre) festgestellt haben, ist es nicht verwunderlich, dass diese Variabilität auf multidekadischen und hundertjährigen Zeitskalen auch in der SST des Nordatlantiks zu sehen ist.

Das hier deutliche Signal bei ca. 80 Jahren ist mit nahezu der selben Periode auch in Paleoproxy-Daten [Gray *et al.*, 2004] zu finden. Park and Latif [2010] sehen aber im

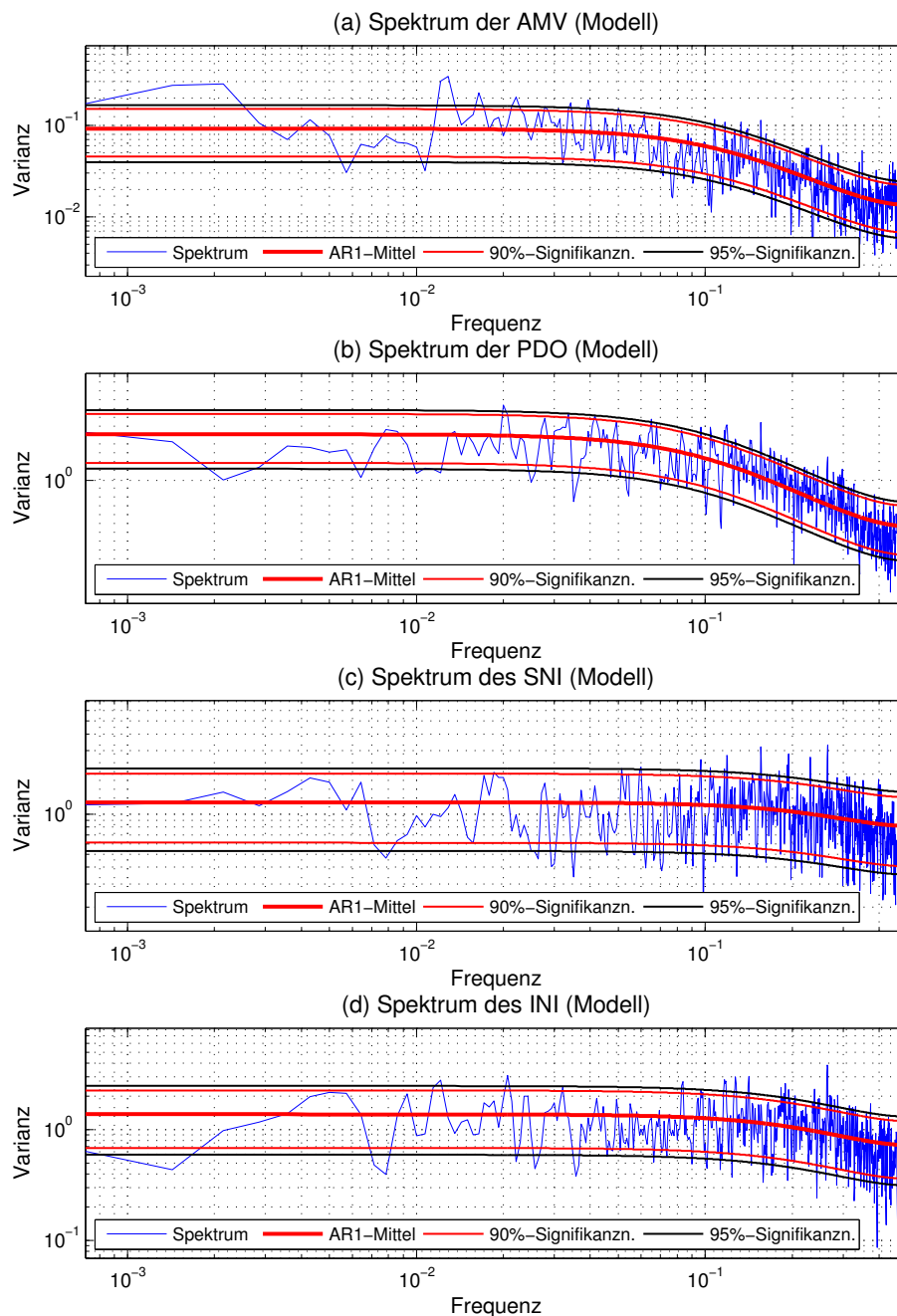


Abbildung 3.3: Varianzspektren von AMV (a), PDO (b), Sahel-Niederschlagsindex (SNI, c) und Indien-Niederschlagsindex (INI, d) als Funktion der Frequenz (1/Jahr). Die Spektren wurden mit einer Fensterbreite von 1400 Jahren und einer Überlappung von 1000 Jahren berechnet.

selben Modell, wie in dieser Arbeit eine Oszillation von 60 Jahren mit der SST des Nordatlantiks verknüpft. Das in Abbildung 3.3 b signifikante Signal der PDO mit 45 Jahren wiederum ist konsistent mit den Ergebnissen von *Park and Latif* [2010]. Die PDO variiert also auf kürzeren Zeitskalen als die AMV.

Schaut man sich nun die Spektren des Niederschlags an, so sind die signifikanten Schwingungen der Ozeanindizes dort wieder zu finden (Abb. 3.3 c & d). Während das Spektrum der SNI nur signifikante Perioden bei 16 und 19 Jahren auf einem 90%-Signifikanzniveau zeigt, sind beim INI auch Schwingungen bei 45 und ca. 80 Jahren auf einem 95%-Niveau signifikant. Es gibt also gemeinsame interne Variabilität zwischen dem INI und der PDO bzw. AMV.

Der alleinige Nachweis gleicher Frequenzen reicht aber noch nicht aus, um einen Zusammenhang festzustellen. Allgemein können signifikante Einflüsse des Ozeans auf die Niederschläge auch ohne gemeinsame Frequenz vorhanden sein oder ähnliche Frequenzen nicht miteinander zusammenhängen. Deshalb werden im Folgenden die Zeitreihen frequenzunabhängig miteinander verglichen.

3.3 Zusammenhang mit globalen Niederschlagsmustern

Die Korrelation und Regression des SNI und INI auf den Sommerniederschlag (JJAS) zeigt den globalen Zusammenhang der Niederschlagsgebiete in Abbildung 3.4. So ist die Korrelation nicht nur in den Regionen der eigenen EOF erwartungsgemäß sehr hoch (Abb. 3.4 a & c), sondern auch in Niederschlagsgebieten, die mit der ITKZ zusammenhängen.

Für den SNI (Abb. 3.4 a) sind Zusammenhänge mit Niederschlägen über Indien und über Nordchina bzw. Korea zu erkennen. Ein ähnliches Bild zeigt die Korrelation des Niederschlags mit dem INI in Abbildung 3.4 c mit höheren Werten als in Abbildung 3.4 a. Zusammenfassend bildet die Korrelation über den tropischen Atlantik und den Niederschlagsgebieten in Afrika und Asien ein Band positiver Korrelation entlang der Sommer ITKZ.

Das heißt, dass mehr Niederschlag im Sahel und Indien auf multidekadischen Zeitskalen mit allgemein stärkeren Niederschlägen - wahrscheinlich bedingt durch eine andere Lage der ITKZ - im Einklang stehen. Die Korrelation von SNI und INI als Teil dieses Niederschlagsbandes beträgt $r = 0,46$ und ist damit mit dem T-Test für Korrelationen auf dem 99,5%-Niveau signifikant ($t_{Wert} = 32,6; t_{0,995,inf} = 3,385$). Allerdings zeigt die Regression keine (Abb. 3.4d über dem Sahel) oder nur schwache Werte (Abb. 3.4b über der Indien oder Abb. 3.4d über Nordchina), so dass hier der Zusammenhang fraglich bleibt.

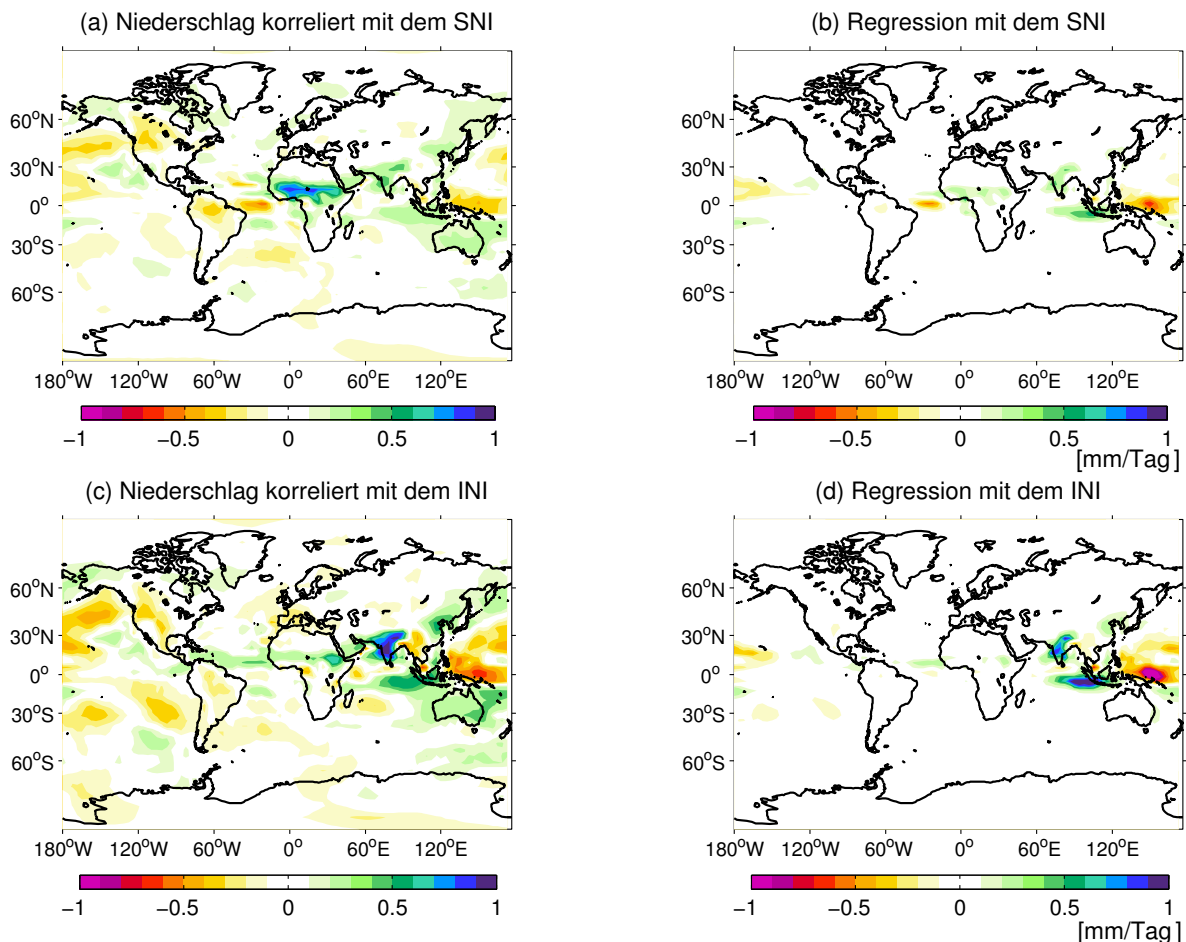


Abbildung 3.4: Korrelation & Regression der globalen Sommerniederschläge (JJAS) im Modell auf den Sahel-Niederschlagsindex (SNI, a & b) und Indien-Niederschlagsindex (INI, c & d). Jeder Datenpunkt wurde vor der Berechnung trend-bereinigt und tiefpass-gefiltert. Die Farbskala entspricht Intervallen von 0.1 (mm/Tag für die Regression).

Weiter ist ein Dipol mit negativer Korrelation (sowie Regression) über dem äquatorialen Westpazifik und positiver Korrelation über dem äquatorialen Ostindien und Australien in allen Analysen mit der globalen Niederschlagsverteilung (Abb. 3.4 und Abb.3.6) zu sehen. Die ITKZ kann auch hier eine Rolle spielen, indem sich durch Verlagerung ein Dipol im Niederschlagsmuster ergibt.

Eine andere Möglichkeit ist die Veränderung des Austausches zwischen Indischen und Pazifischen Ozean (Indonesien-Throughflow), der auch Auswirkungen auf das Niederschlagsmuster hat [Schneider, 1998]. Dies wurde aufgrund der Kürze der Bearbeitungszeit nicht weiter behandelt.

Die negative Korrelation des Niederschlags über dem Nordpazifik (Abb.3.4a und Abb.3.4c) mit $r = -0,47$ (maximaler Wert für den INI) ist wahrscheinlich mit der Abhängigkeit von der PDO zu erklären (siehe Abschnitt 3.5).

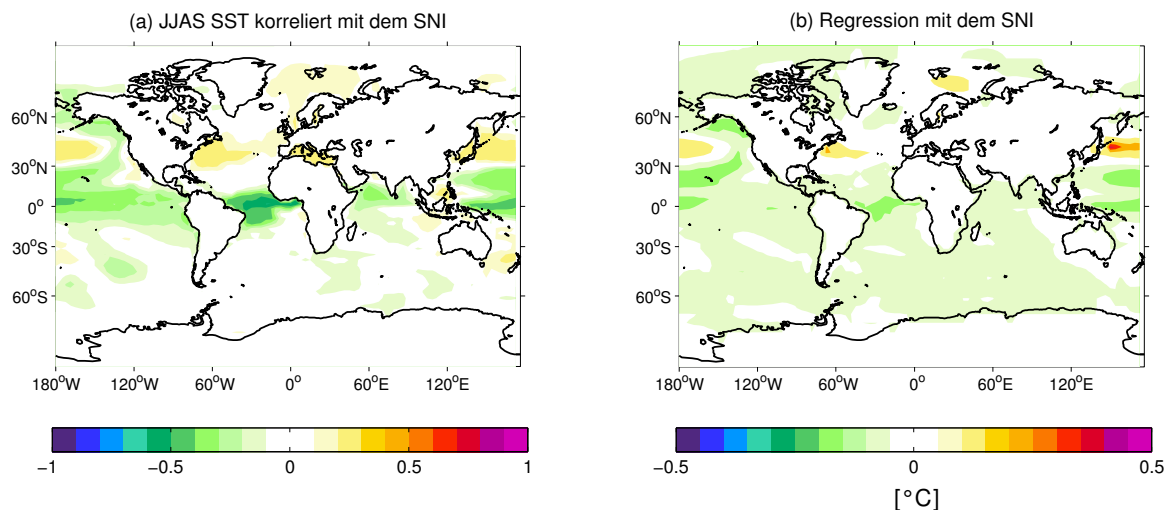


Abbildung 3.5: Korrelation & Regression der Sommer (JJAS) SST im Modell auf den Sahel-Niederschlagsindex (SNI). Jeder Datenpunkt wurde vor der Berechnung trend-bereinigt und tiefpassgefiltert (siehe Abschnitt 2.2). Die Farbskala entspricht Intervallen von 0,1 (mit der Einheit $^{\circ}\text{C}$ für die Regression).

3.4 Einfluss der atlantischen Meeresoberflächentemperatur

Der Vergleich des SNI mit der SST zeigt keine signifikante Korrelation im Nordatlantik, wie in Abbildung 3.5 zu sehen ist. Neben dem allgemein erkennbaren Einfluss der tropischen SST ist der stärkste Zusammenhang im westlichen äquatorialen Atlantik zwischen 0° bis 5°N mit Werten von bis zu $r = -0,54$ zu finden. Ein kälterer (wärmerer) tropischer Atlantik kann aufgrund der Verlagerung des Konvektionsmaximums nach Norden (Süden) zu einer nördlicher (südlicher) gelegenen ITKZ über dem Atlantik und Nordafrika führen und so zu mehr (weniger) Niederschlag im Sahel führen (Abb. 3.5 a). Die Variabilität des SNI ist in der Regression auf die SST mit einem Wert von ca $-0,12^{\circ}\text{C}$ wiederzufinden (Abb. 3.5 b). Mit der Standardabweichung des SNI ($0,54 \text{ mm/Tag}$) umgerechnet, ergibt dies eine Steigung $-0,22^{\circ}\text{C}/(\text{mm/Tag})$. Hier ist also ein erkennbarer linearer Zusammenhang vorhanden.

Die Annahme aus Beobachtungs- und Modelldaten von *Zhang and Delworth* [2006], dass die AMO maßgeblichen Einfluss auf den Sahel-Niederschlag habe, kann mit diesem Modellexperiment nicht bestätigt werden. Es ist kaum eine Korrelation zwischen dem SNI und der AMV zu erkennen. Die Korrelation der beiden Indizes liegt nur bei $r = 0.05$ (siehe 4.1), deshalb kann hier von keinem Zusammenhang gesprochen werden.

Weiter ist ein schwaches Muster der Pazifisch Dekadischen Oszillation (PDO) zu sehen. Die PDO wurde als PC der ersten EOF des Nordpazifiks definiert (siehe Anhang Abb. 1) und ähnelt dem Muster im Nordpazifik sowohl in der Korrelation als auch der Regression (Abbildung 3.5 a & b).

Die Korrelation der beiden Indizes SNI und PDO ist mit $r = 0,35$ die zweithöchste der in dieser Arbeit verglichenen Indizes (siehe Tabelle 4.1). Dieser Zusammenhang wird von dem, wenn auch relativ schwachen Einfluss der PDO auf die Sahelzone gestützt (Abb. 3.6 a). Die Regression zeigt allerdings, dass auch hier kaum eine gemeinsame Variabilität vorliegt (Abb. 3.6 d).

3.5 Einfluss der pazifischen Meeresoberflächentemperatur

Die Analyse des Indien-Niederschlagsindex (INI) mit der SST ergibt einen deutlicheren Zusammenhang zur PDO (Abb. 3.6). Das Muster der PDO tritt mit einer positiven Korrelation über dem zentralen Nordpazifik mit bis zu $r = 0,59$ und einer vergleichbar negativen Korrelation (ca. $r = -0,54$) im Ostpazifik und nördlich des Äquators auf (siehe Anhang 1 und *Park and Latif* [2010]). Die Regression (Abb. 3.6 b) zeigt dieses Muster ebenfalls mit einem Koeffizienten von ca. $m = 0,65^{\circ}C$, sodass hier von einem tatsächlichen Zusammenhang ausgegangen werden kann.

Dreht man nun die Analyse um, dann ergibt sich ein ähnlicher Zusammenhang in Abbildung 3.6: Der PDO-Index und der globale Niederschlag korrelieren deutlich mit maximal $r = 0,61$ in den Regionen der Monsunniederschläge des Modells (vgl. Abb. 2.1). Der Regressionskoeffizient mit der PDO liegt bei maximal $m = 0.54 \text{ mm/Tag}$ in Indien. Die Werte für die direkte Korrelation und Regression der Indizes INI und PDO liegen auf dem selben Niveau mit $r = 0,60$ und $m = 0,95 \text{ mm/Tag}$. Alle Werte sind nach dem t-Test

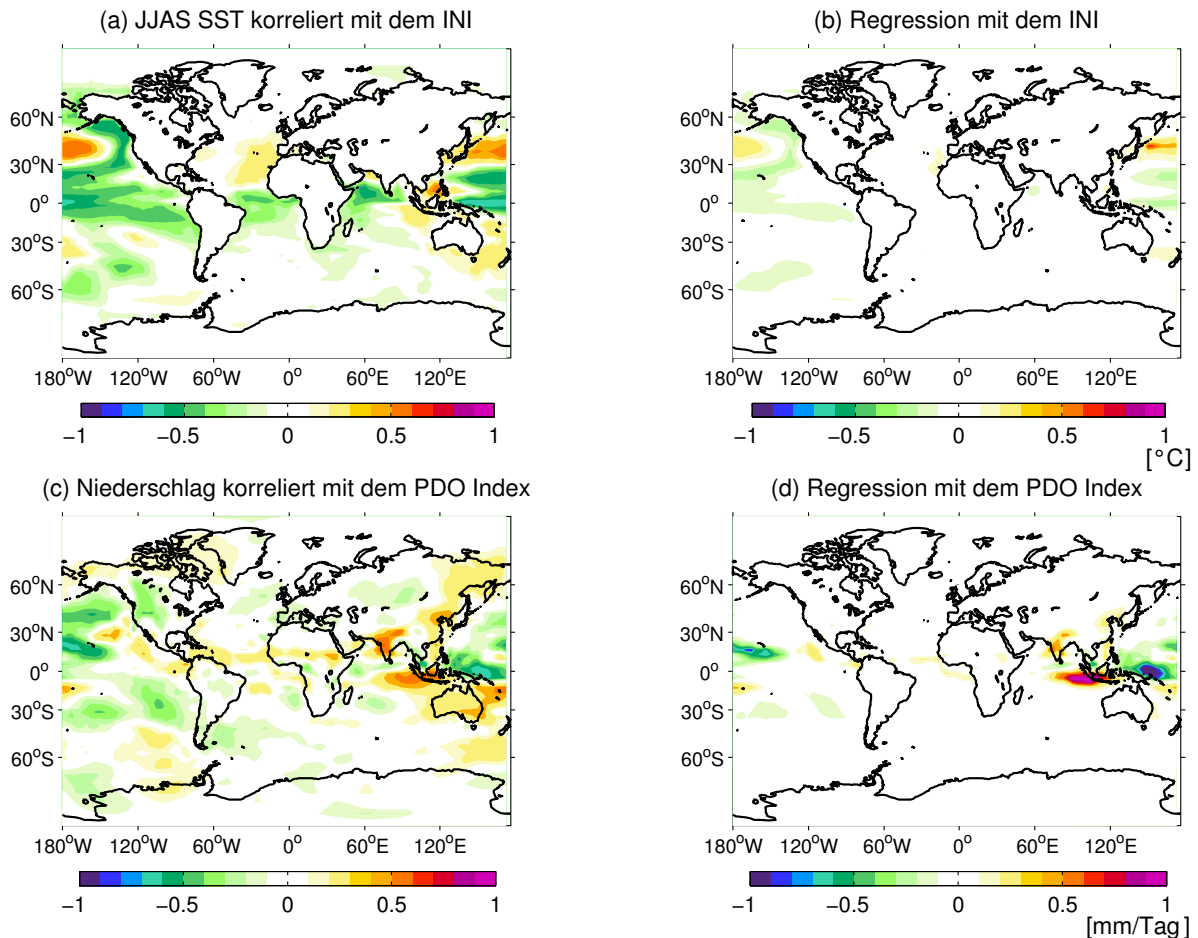


Abbildung 3.6: (a) Korrelation & (b) Regression der Sommer (JJAS) SST im Modell auf den Indien-Niederschlagsindex (INI), sowie (c) Korrelation & (c) Regression der JJAS Modell PDO mit den Niederschlag. Jeder Gitterpunkt wurde vor der Berechnung trend-bereinigt und tiefpass-gefiltert (siehe 2.2). Die Skala entspricht Intervallen von 0.1 mit der Einheit für die Regression von mm/Tag bzw. $^{\circ}\text{C}$.

auf einem 99.5%-Niveau signifikant. Das heißt mit einer Standardabweichung der PDO von $0,73^{\circ}\text{C}$ ändert sich der Niederschlag des INI um $1,3^{\text{mm/Tag}/^{\circ}\text{C}}$. Bei einem mittleren Niederschlag von ca. $1,8 \text{ mm/Tag}$ ist das ein erheblicher Anteil an der Niederschlagsvariabilität.

Es gibt also einen Zusammenhang zwischen der Sommer-PDO und den Monsunniederschlägen über Indien auf multidekadischen Zeitskalen. Bei einer positiven (negativen) Phase der PDO gibt es mehr (weniger) Niederschlag durch den indischen Monsun. Die PDO und der INI im KCM variieren vorrangig in einer Zeitspanne von ca. 45 Jahren (siehe Abb.3.3 b) und haben damit ungefähr die selbe Periode der Variabilität in den

Beobachtungen (nach Schätzung in Abb. 1.2 c). Für die Sahelniederschläge ist keine so eindeutige Aussage zu treffen, da die Regression der PDO mit der Sahelzone kaum Werte liefert.

Des Weiteren ist in Abbildung 3.6a - ähnlich wie beim SNI - eine negative Korrelation im Bereich der Tropen zu erkennen ($r = -0,65$). Dies deutet selbst bei diesen tiefen Frequenzen auf einen Einfluss von ENSO. Im tropischen Pazifik (Abb. 3.6) ist eine ähnliche Schwache Regression, wie in Abbildung 3.5 b vorhanden, sodass zumindest von einem schwachen Zusammenhang ausgegangen werden kann.

4 Diskussion

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Abhängigkeit der natürlichen Niederschlagsvariabilität im Sahel und Indien von der AMV auf langen Zeitskalen zu untersuchen. Dafür wurden 4200 Modelljahre analysiert und der Zusammenhang der Niederschläge mit den Ozeanen untersucht.

Um einen Überblick über die Ergebnisse zu erhalten, wurden die Korrelationen verschiedener Indizes der Ozeane mit dem SNI und INI in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Es wird deutlich, dass die Niederschläge im Sahel und Indien auf langen Zeitskalen mit einer Verlagerung der ITKZ im Nordsommer (siehe Abschnitt 3.3) oder eher mit lokalen Veränderungen der SST bestimmter Ozeangebiete (siehe Abschnitt 3.4) zusammenhängen. Die Hypothese, ausgehend von den Beobachtungsdaten (Abb.1.2), einer Abhängigkeit des SNI ($r = 0.05$) oder INI ($r = 0.09$) vom Nordatlantik (AMV) durch eine Verlagerung der ITKZ auf multidekadischen Zeitskalen konnte nicht bestätigt werden, obwohl gezielt die selben Methoden wie bei *Zhang and Delworth* [2006] zur Berechnung verwendet wurden. Sie kommen durch ihr Modellexperiment (GFDL CM2.1) zu dem Schluss, dass die AMV in den letzten 100 Jahren maßgeblichen Einfluss auf die Niederschläge hatte. Ob die Beobachtungen nun zufällig einen synchronen Verlauf der multidekadischen Variabilität zeigen oder es sich hier um eine Veränderung der Zusammenhänge aufgrund des anthropogenen

Niederschlag Index	AMV	PDO	Indic	TNA-TSA
Sahel	0.05 (0.62)	0.35	-0.15 (-0.42)	0.09 (0.58)
Indien	0.09 (0.43)	0.60	-0.17 (-0.18)	0.29 (0.51)

Tabelle 4.1: Korrelation der SST-Indizes auf Niederschlagsindizes im Modell. Die Werte für die selbe Rechnung mit den Beobachtungsdaten stehen in Klammern. Eine Lag-Korrelationsrechnung hat keine bedeutenden Verbesserungen der Korrelation ergeben.

Anteils handelt, ist unklar. Die geringe Varianz vor allem der AMV aber auch des SNI ist problematisch um hier eindeutige Zusammenhänge festzustellen.

Ein ähnliches Ergebnis für den Zusammenhang zwischen dem Sahel und dem Nordatlantik konnten *Knight et al.* [2006] in einem Modellexperiment über 1400 Jahre feststellen. In deren Klimamodelldaten (HadCM3) ist ein eindeutiges Signal der AMV vorhanden, welches aber kaum mit dem Boxenmittel über dem Sahel korreliert. Es ergeben sich in deren Arbeit etwas größere Werte von $r = 0,21$ für die Korrelation zwischen Sahel-Box und AMV. Es kann also nach dem jetzigen Stand mit Modellexperimenten nicht nachgewiesen werden, dass der Nordatlantik mit seiner multidekadischen Variabilität von 60-80 Jahren Einfluss auf die Niederschläge im Sahel oder Indien hat.

Die durchaus viel beachtete Arbeit von *Shanahan et al.* [2009] kommt aber zu einem gegenteiligen Schluss. Hier wurden Paleo-proxy-Daten aus Sedimenten eines Binnensees in Westafrika über einen Zeitraum von 2500 Jahren auf ihre Variabilität untersucht. Zwar beinhalten diese Art von Daten immer sowohl die interne Variabilität des Klimasystems als auch externe natürliche Einflüsse (Solarstrahlung, Milankovics-Zyklen, Treibhausgaskonzentration), dennoch kann ein Vergleich mit diesen Daten gewagt werden, da die hier beobachteten Frequenzen auf die interne Variabilität zurückgeführt worden sind. Die Frequenzanalyse zeigt bei *Shanahan et al.* [2009] deutlich signifikante Werte bei 33 und 42 Jahren sowie 90 und mehreren hundert Jahren. Sie vermuten aufgrund des Vergleichs mit anderen Paleo-Daten, dass die Sahelniederschläge in den letzten 3000 Jahren getrieben durch die interne Variabilität der AMO (ca. 65-80 Jahren) auf diesen Perioden signifikant schwankten. Dies widerspricht den Ergebnissen dieser Arbeit nur in soweit, als dass im Modell eben keine Verbindung zur AMO, sondern zur PDO gefunden werden konnte. Im KCM sind Perioden von ca. 40 Jahren mit der Oszillation der PDO verknüpft [*Park and Latif*, 2010] und in der Tat wurden für SNI und PDO in Abschnitt 3.5 auch signifikante Frequenzen und Korrelationen gezeigt. Weiter kann vermutet werden, dass Perioden von ca. 40 Jahren auch in der Sahelzone existieren, auch wenn die Perioden der AMO und PDO in der spektralen Darstellung des SNI nicht gut zu sehen sind (siehe Abb. ??).

Statt des Nordatlantiks ist aber eine negative Kopplung der Sahelzone mit dem äquatorialen Westatlantik zu finden. Leider gibt das Modell die Kaltwasserzunge im Zusammenhang mit dem Strömungssystem am Äquator nicht korrekt wieder [Wahl *et al.*, 2009]. Der östliche tropische Atlantik zeigt einen positiven Bias, der für ein gekoppeltes Zirkulationsmodell typisch ist, das heißt die SST ist dort zu warm. Mit anderen Worten: Die Kaltwasserzunge tritt im Modell vermutlich weiter im Westen auf als in den Beobachtungen. Deshalb sind diese Ergebnisse unter dem Vorbehalt zu behandeln, dass hier mit einem systematischen Fehler gearbeitet wird.

Neben dem äquatorialen Westatlantik wurde der Dipol zwischen äquatorialen Nord- und Südatlantik untersucht, da eine ähnliche Charakteristik wie bei Enfield *et al.* [1999] gefunden wurde (siehe Anhang Abb. 2). Die Differenz einer Box im tropischen Nordatlantik (TNA) und einer Box tropischen Südatlantik (TSA) (Definition nach Enfield *et al.* [1999] siehe Tabelle 2.1) wird als Dipol-Index definiert und dessen Korrelation ist in Tabelle 4.1 mit angegeben. Auch hier ist die Plausibilität des Ergebnisses aufgrund des oben beschriebenen Bias unklar. Die äquatoriale Variabilität scheint auf beide untersuchten Niederschlagsgebiete Einfluss zu haben.

Generell gibt es mehrere Arbeiten zum Einfluss des tropischen Atlantiks auf die Sahelniederschläge. So zeigen z.B. Biasutti *et al.* [2008] in Kontrollläufen verschiedener Modelle über das 20. und 21. Jahrhundert, dass der Sahelniederschlag mit einem kälteren äquatorialen Atlantik korreliert. Hier wurden allerdings keine gekoppelten Modelle verwendet und so ist die Vergleichbarkeit durchaus begrenzt.

Lu and Delworth [2005] sehen die Dürrephase des späten 20. Jahrhunderts in Modellexperimenten über 50 Jahre eher mit dem äquatorialen Indischen und Pazifischen Ozean als dem Atlantischen Ozean in Zusammenhang. Dieser Einfluss ist bei den Korrelationen der SST mit der SNI und INI (Abb. 3.5a und Abb. 3.6a) auch zu sehen. Die kaum vorhandenen Regressionskoeffizienten lassen hier aber nur schwer einen eindeutigen Schluss zu.

Die stets negative Korrelation der äquatorialen Gebiete hat wahrscheinlich auch Einfluss auf die Verlagerung der gesamten ITKZ, wie in Abschnitt 3.3 beschrieben wurde. Es ist zu vermuten, dass der Modelllauf des KCM Perioden verstärkter Niederschläge in den

Monsungebieten Afrikas, Indiens und Ostasiens auf Grund einer Verlagerung der ITKZ zeigt. Wovon diese Verlagerung abhängt, ist aber ungeklärt und bedarf weiterer Analysen. Dass es in der Vergangenheit bei der internen Variabilität Anzeichen für eine schematische Verlagerung der ITKZ gab, zeigen *Yancheva et al.* [2007]. Hier wurde ebenfalls mit Paleo-Proxydaten gezeigt, dass der ostasiatische Monsun verbunden mit einer nordwertigen Verlagerung der ITKZ in bestimmten Epochen (frühes Holozen und Bøwling-Allerød) stärkere Phasen hatte. Die Vergleichbarkeit ist aber gerade mit diesen Zeiträumen vor 8.000 - 15.000 Jahren fraglich, da hier auch externe natürliche Faktoren, wie Solareinstrahlung und CO_2 -Konzentration zu der internen Variabilität, die im KCM untersucht wurde, hinzukommen.

Ein deutlicher Zusammenhang ist zwischen der PDO (mit einer Periode von 40 Jahren) und dem INI gefunden worden. Nach Signifikanztests ist die Korrelationen der PDO vor allem mit dem INI, aber auch dem SNI signifikant auf einem 99,5%-Niveau. Die deutliche Korrelation zwischen PDO und INI in dieser Arbeit ($r = 0.60$) entspricht einer erklärten Varianz des INI durch die PDO von 36%. Dies liegt erstaunlicherweise bei sehr ähnlichen Werten wie bei *Krishnan and Sugi* [2003] mit $r = 0.62$. Sie haben Beobachtungsdaten mit ähnlichen Methoden (Tiefpassfilterung bei einer Frequenz von $1/8 \text{ Jahr}^{-1}$, EOF des Pazifiks) von 1871-2002 des GISST2.3-Datensatzes analysiert und ein ähnlichen Zusammenhang gefunden. In dieser Arbeit wurden Frequenzen von ca. $1/8 \text{ Jahr}^{-1}$ oder höher (siehe Abb. 3.3b) herausgefiltert und trotzdem ist noch ein Einfluss des äquatorialen Pazifiks in den Analysen zu sehen (Abb. 3.5 a und Abb. 3.6 a). Das KCM zeigt in der Tat multidekadische La Niña Variabilität im äquatorialen West- und Zentralpazifik, diese ist aber teilweise etwas stärker als in Beobachtungen [*Park et al.*, 2009]. Ein Einfluss von ENSO auf die Niederschläge im Sahel in diesen tiefen Frequenzen ist also nicht auszuschließen.

Krishnan and Sugi [2003] geben Hinweise, dass der gemeinsame Einfluss von PDO und ENSO Auswirkungen auf den Monsunniederschlag haben. Auffällig ist nicht nur, dass die Oszillation der PDO im Modell nahezu die gleiche Periode hat wie in den Paleo-Daten von *Shanahan et al.* [2009] (ca. 40 Jahre), sondern auch wie in den Beobachtungen (Abschätzung in Abb. 1.2). Dies lässt also fragen, ob im 20. Jahrhundert bei den langperiodischen

Schwankungen des indischen Niederschlags der Nordpazifik in den Beobachtungen eine Rolle gespielt haben könnte.

Die Ergebnisse zeigen sich relativ robust gegenüber verschiedenen Arten der Tiefpassfilterung (laufendes Mittel, Verwendung anderer Filterarten) und die Methode kann deshalb als verlässlich angesehen werden. Die Spektralanalyse ist jedoch relativ sensitiv gegenüber der gewählten Fensterbreite und Überlappung. So könnte man hier die Aussage noch weiter zu präzisieren.

Um ein besseres Verständnis für die Wechselwirkungen im tropischen Atlantik und Nordatlantik zu bekommen, könnte hier ebenfalls eine EOF-Analyse statt des einfachen Boxenmittels angebracht sein, um bestimmte Muster besser herausgreifen zu können. Hier wurde aus Zeitgründen die einfachere Methode gewählt.

Die Analyse von Modelldaten bringt immer einige Probleme mit sich. So ist bei Niederschlägen die geringe horizontale Auflösung des Modells problematisch, da hier die Niederschlagsmuster nicht richtig wiedergegeben werden können (siehe Abb. 2.1, Monsunniederschläge im Modell). Außerdem ist die Abbildung der Prozesse am Äquator gerade im Ozeanmodell immer wieder mit Problemen behaftet [Wahl *et al.*, 2009], so dass für die tropischen Niederschlagsgebiete, wie dem Sahel und Indien, der Vergleich mit den Beobachtungen schwierig werden kann. Verbesserte Modelle könnten die Ergebnisse durchaus präzisieren.

Dennoch ist es eine gute Möglichkeit, durch die außergewöhnlich lange Dauer des Modell-experiments von 4200 Jahren Zusammenhänge auf multidekadischen und hundertjährigen Zeitskalen zu detektieren, so aktuelle Phänomene in den Beobachtungen kritisch zu beurteilen und in der Diskussion um die Auswirkung der globalen Erwärmung einzuordnen.

5 Ausblick

Diese Arbeit liefert Anhaltspunkte für den Einfluss der Ozeane auf die Niederschläge im Sahel und Indien. Insbesondere für den indischen Monsunniederschlag wurde ein Zusammenhang mit der PDO gefunden. Allerdings ist gerade für die Sahelzone die Wechselwirkung mit den Ozeanen nicht ausreichend verstanden. So gibt es Anzeichen dafür, dass auch der Indik (Abb. 1.3) die Variabilität im Sahel bestimmt. Weiter sind Überlegungen darüber anzustellen, wie man die Variabilität des äquatorialen Atlantiks im Modell besser darstellen und methodisch besser erfassen kann.

In allen Abbildungen der Korrelation und Regression mit den Niederschlägen ist ein prominenter Dipol über Südostasien zu erkennen. Wenn die SST des äquatorialen Ostindik und des Westpazifiks Einfluss auf die ITKZ nehmen, ist ein Zusammenhang der Monsunniederschläge mit dem Austausch vom Pazifik in den Indik durch Indonesien (Indonesien Troughflow) eine durchaus interessante Fragestellung.

Auch wenn für die gebildeten Indizes keine verschobene Korrelation (lag-correlation) zu sehen war, so könnte man trotzdem die Untersuchungen auf Variabilitäten des Ozeans außerhalb des Sommers (JJAS) ausweiten, um mögliche zeitverschobene Einflüsse festzustellen.

Um die physikalischen Wechselwirkungen besser erklären zu können, muss man seine Analysen auf weitere Parameter, wie die Stabilität der Schichtung oder die meridionale Komponente des Windes im Modell, ausweiten.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Niederschlagsvariabilität (Mittelwert und Standardabweichung) der Beobachtung	8
1.2	Zeitreihe der AMV, SNI & INI aus der Beobachtung	10
1.3	Korrelation der SST mit der SNI & INI der Beobachtung	11
2.1	Niederschlagsvariabilität (Mittelwert und Standardabweichung) im Modell	15
3.1	Führende EOF der Beobachtungs- & Modelldaten	23
3.2	Zeitreihe der AMV, PDO, SNI & INI aus dem Modell	25
3.3	Variansspektren der Indizes im Modell	26
3.4	(a) Korrelation & (b) Regression der Niederschläge mit der SNI & INI im Modell	28
3.5	Korrelation & Regression der SST mit der SNI im Modell	29
3.6	Korrelation & Regression der SST mit dem INI sowie der Niederschläge mit der PDO im Modell	31

Tabellenverzeichnis

2.1	Definition der Boxenindizes der Modell SST	17
4.1	Korrelation der SST-Indizes auf Niederschlagsindizes im Modell	33

Literaturverzeichnis

- Bader, J., and M. Latif, The impact of decadal-scale indian ocean sea surface temperature anomalies on sahelian rainfall and the north atlantic oscillation, *Geophysical Research Letters*, 30(22), 2169, doi:10.1029/2003GL018426, 2003.
- Bath, M., *Spectral analysis in geophysics*, Elsevier Scientific Publishing Company, 1974.
- Biasutti, M., I. M. Held, A. H. Sobel, and A. Giannini, SST forcings and sahel rainfall variability in simulations of the twentieth and twenty-first centuries, *Journal of Climate*, 21(14), 3471–3486, doi:10.1175/2007JCLI1896.1, 2008.
- Björnsson, H., and S. Venegas, A manual for eof and svd analyses of climatic data, *CCGCR Report*, 97(1), 1997.
- Bronstein, I. N., G. Musiol, and K. A. Semendjajew, *Taschenbuch der Mathematik*, 1st ed. ed., Deutsch, Zürich, 2001.
- Charney, J. G., Dynamics of deserts and drought in the sahel, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, 193–202, doi:10.1002/qj.49710142802, 1975.
- Clark, C. O., J. E. Cole, and P. J. Webster, Indian ocean SST and indian summer rainfall: Predictive relationships and their decadal variability, *Journal of Climate*, 13(14), 2503–2519, doi:10.1175/1520-0442(2000)0132.0.CO;2, 2000.
- Delworth, T. L., and M. E. Mann, Observed and simulated multidecadal variability in the northern hemisphere, *Climate Dynamics*, 16(9), 661–676, doi:10.1007/s003820000075, 2000.
- Enfield, D. B., A. M. Mestas-Núñez, D. A. Mayer, and L. Cid-Serrano, How ubiquitous is the dipole relationship in tropical atlantic sea surface temperatures?, *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7841–7848, doi:10.1029/1998JC900109, 1999.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85, *Nature*, 320, 602–607, doi:10.1038/320602a0, 1986.

- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science*, *302*(5647), 1027–1030, doi:10.1126/science.1089357, 2003.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson, A tree-ring based reconstruction of the atlantic multidecadal oscillation since 1567 A.D., *Geophysical Research Letters*, *31*(12), L12,205, doi:10.1029/2004GL019932, 2004.
- Held, I. M., T. L. Delworth, J. Lu, K. L. Findell, and T. R. Knutson, Simulation of sahel drought in the 20th and 21st centuries, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *102*(50), 17,891–17,896, doi:10.1073/pnas.0509057102, 2005.
- Knight, J., R. Allan, C. Folland, M. Vellinga, and M. Mann, A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophysical Research Letters*, *32*(20), L20,708, 2005.
- Knight, J. R., The atlantic multidecadal oscillation inferred from the forced climate response in coupled general circulation models, *Journal of Climate*, *22*(7), 1610–1625, doi:10.1175/2008JCLI2628.1, 2009.
- Knight, J. R., C. K. Folland, and A. A. Scaife, Climate impacts of the atlantic multidecadal oscillation, *Geophysical Research Letters*, *33*(17), doi:10.1029/2006GL026242, 2006.
- Krishnan, R., and M. Sugi, Pacific decadal oscillation and variability of the indian summer monsoon rainfall, *Climate Dynamics*, *21*, 233–242, doi:10.1007/s00382-003-0330-8, 2003.
- Latif, M., M. Collins, H. Pohlmann, and N. Keenlyside, A review of predictability studies of atlantic sector climate on decadal time scales, *Journal of Climate*, *19*, 5971, doi:DOI: 10.1175/JCLI3945.1, 2006.
- Lu, J., and T. L. Delworth, Oceanic forcing of the late 20th century sahel drought, *Geophysical Research Letters*, *32*(22), L22,706, doi:10.1029/2005GL023316, 2005.
- Macke, A., *Einführung in die Meteorologie I, II*, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel, 2007.
- Madec, G., NEMO reference manual, ocean dynamic component: NEMO-OPA, *Note du Pole de modelisation, Institut Pierre Simon Laplace, Technical Report*, *27*, 2008.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual, *Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace*, *11*, 1998.
- Mitchell, T. D., and P. D. Jones, An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Climatology*, *25*(6), 693–712, doi:10.1002/joc.1181, 2005.

- Navarra, A., and V. Simoncini, *A Guide to Empirical Orthogonal Functions for Climate Data Analysis*, 1st ed., Springer Publishing Company, Incorporated, 2010.
- Park, W., and M. Latif, Multidecadal and multicentennial variability of the meridional overturning circulation, *Geophysical Research Letters*, *35*(22), doi:10.1029/2008GL035779, 2008.
- Park, W., and M. Latif, Pacific and atlantic multidecadal variability in the kiel climate model, *Geophysical Research Letters*, *37*(24), doi:10.1029/2010GL045560, 2010.
- Park, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Stroeh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec, Tropical pacific climate and its response to global warming in the kiel climate model, *Journal of Climate*, *22*(1), 71–92, doi:10.1175/2008JCLI2261.1, 2009.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.
- Roeckner, E., et al., The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART i: Model description, *Tech. rep.*, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, 2003.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward, Variability of summer rainfall over tropical north africa (1906,Ä92): Observations and modelling, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *121*(523), 669,704, doi:10.1002/qj.49712152311, 1995.
- Schneider, N., The indonesian throughflow and the global climate system, *Journal of Climate*, *11*(4), 676–689, doi:10.1175/1520-0442(1998)0112.0.CO;2, 1998.
- Schulzweida, U., L. Kornblueh, and C. Guide, Climate data operators, *Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg*, 2004.
- Shanahan, T. M., J. T. Overpeck, K. J. Anchukaitis, J. W. Beck, J. E. Cole, D. L. Dettman, J. A. Peck, C. A. Scholz, and J. W. King, Atlantic forcing of persistent drought in west africa, *Science*, *324*(5925), 377–380, doi:10.1126/science.1166352, 2009.
- Storch, H. v., and F. W. Zwiers, *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001.
- Valcke, S., OASIS3 user guide (prism_2-5), *PRISM support initiative*, *3*, 68, 2006.
- Wahl, S., M. Latif, W. Park, and N. Keenlyside, On the tropical atlantic SST warm bias in the kiel climate model, *Climate Dynamics*, *36*(5-6), 891–906, doi:10.1007/s00382-009-0690-9, 2009.

- Ward, M. N., Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical north africa at interannual and multidecadal timescales., *Journal of Climate*, 11, 3167–3191, doi:10.1175/1520-0442(1998)0112.0.CO;2, 1998.
- Weltner, K., *Mathematik für Physiker 1: Basiswissen für das Grundstudium der Experimentalphysik*, Springer DE, 2008.
- Xu, H., Y. Hong, and B. Hong, Decreasing asian summer monsoon intensity after 1860 AD in the global warming epoch, *Climate Dynamics*, 39(7), 2079–2088, doi:10.1007/s00382-012-1378-0, 2012.
- Yancheva, G., et al., Influence of the intertropical convergence zone on the east asian monsoon, *Nature*, 445(7123), 74–77, doi:10.1038/nature05431, 2007.
- Zhang, R., and T. L. Delworth, Impact of atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and atlantic hurricanes, *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17,712, doi:10.1029/2006GL026267, 2006.

Anhang

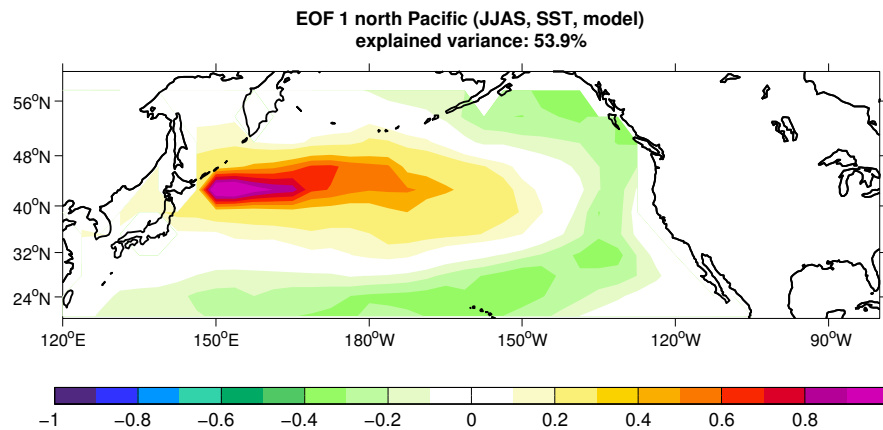


Abbildung 1: erstes EOF der SST im Nordpazifik (120°O bis 100°W und 20°N 60°N). Die Daten wurden vor der EOF-Analyse trend-bereinigt, tiefpass-gefiltert sowie mit der Land-See-Maske aus-geschnitten. Die Farbskala entspricht Intervallen von 0,1. Im Vergleich zur EOF der Beobachtungen (nicht gezeigt) liegt das positive Maximum der EOF zu weit im Westen. Die Einheit ist [$^{\circ}\text{C}$].

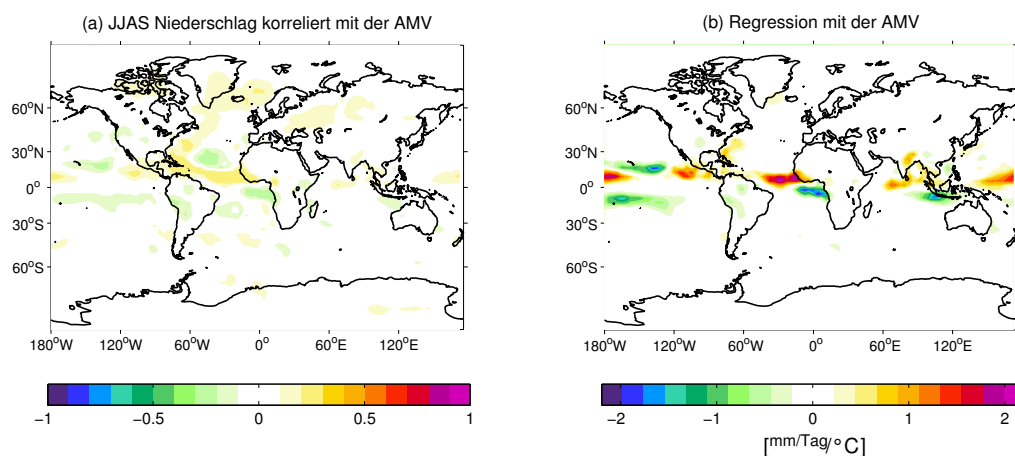


Abbildung 2: Korrelation & Regression des Niederschlags im Modell mit der AMV (JJAS Jah-resmittel). Die Daten wurden vor der EOF-Analyse trend-bereinigt, tiefpass-gefiltert sowie mit der Land-See-Maske ausgeschnitten. Die Farbskala entspricht Intervallen von 0,1 ($\text{mm/Tag}/^{\circ}\text{C}$ Einheit für die Regression).

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Momme Hell, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium (Name der Datei: 938677.pdf). Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Ort, Datum

Unterschrift